



Recherche des périodicités astronomiques et des fluctuations du niveau marin à partir de l'étude du signal carbonaté des séries pélagiques alternantes : application au Crétacé inférieur du Sud-Est de la France (Bassin vocontien), de l'Atlantique central (site 534 DSDP) et du golfe du Mexique (site 535 DSDP)

Fabienne Giraud

► **To cite this version:**

Fabienne Giraud. Recherche des périodicités astronomiques et des fluctuations du niveau marin à partir de l'étude du signal carbonaté des séries pélagiques alternantes : application au Crétacé inférieur du Sud-Est de la France (Bassin vocontien), de l'Atlantique central (site 534 DSDP) et du golfe du Mexique (site 535 DSDP). Stratigraphie. Université Claude Bernard - Lyon I, 1994. Français. NNT : . tel-00818238

HAL Id: tel-00818238

<https://theses.hal.science/tel-00818238>

Submitted on 26 Apr 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

présentée par

Fabienne GIRAUD

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I
(Arrêté ministériel du 30. 03. 92)

Spécialité : Sciences de la Terre

**RECHERCHE DES PERIODICITES ASTRONOMIQUES
ET DES FLUCTUATIONS DU NIVEAU MARIN
A PARTIR DE L'ETUDE DU SIGNAL CARBONATE
DES SERIES PELAGIQUES ALTERNANTES.
APPLICATION AU CRETACE INFERIEUR DU SUD-EST DE LA FRANCE (BASSIN
VOCONTIEN), DE L'ATLANTIQUE CENTRAL (SITE 534 DSDP)
ET DU GOLFE DU MEXIQUE (SITE 535 DSDP).**

soutenue le 6 juillet 1994

**JURY : M. Luc BEAUFORT (Examineur)
M. Pierre COTILLON (Président du jury)
M. Alain FOUCAULT (Rapporteur)
M. Jacques REY (Examineur)
M. André SCHAAF (Rapporteur)**

RESUME

Les alternances calcaire-marne d'âge crétacé inférieur des sites océaniques DSDP 534 (Atlantique Central) et 535 (golfe du Mexique) et du bassin vocontien (Sud-Est de la France), représentant de beaux exemples de cycles de productivité du carbonate de calcium, ont été choisies comme cadre d'étude pour démontrer :

- le lien entre les variations cycliques de la teneur en CaCO_3 et les paramètres orbitaux (Crétacé inférieur vocontien) ;

- le lien entre les variations relatives des "flux de matière" et les fluctuations du niveau marin relatif (Crétacé inférieur des sites DSDP et du bassin vocontien).

Pour mener à bien ce travail, deux techniques d'étude : l'analyse spectrale et le traitement d'images, ont été utilisées.

L'analyse spectrale des fluctuations de la teneur en CaCO_3 pour l'intervalle Berriasien-Barrémien de la série d'Angles-Vergons (bassin vocontien) a permis de mettre en évidence :

- la présence de cycles carbonatés significatifs dont les périodicités sont situées en majorité dans la bande de fréquence de Milankovitch ; le signal le plus clairement enregistré est le cycle de l'obliquité ;

- une caractérisation du passage des alternances à dominante calcaire aux alternances à dominante marneuse par, une augmentation du taux de sédimentation et un changement dans l'enregistrement du signal astronomique apparent : le signal de la précession est prépondérant dans les formations à dominante calcaire alors que celui de l'obliquité ressort le plus nettement dans les formations à dominante marneuse.

L'analyse d'images, appliquée aux photographies en noir et blanc de sédiments carottés alternants et montrant une bonne différenciation lithologique, comme ceux des sites DSDP 534 et 535, est une méthode rapide permettant d'exprimer les flux linéaires et leurs variations relatives avec une résolution temporelle de 300 000 à 500 000 ans (temps moyen de dépôt d'une carotte DSDP). Cette méthode n'est par contre pas applicable aux sédiments de la série vocontienne à l'affleurement. L'étude comparée des variations relatives des flux linéaires de matière dans les sites océaniques ne permet pas d'isoler un signal eustatique global continu mais est à même de faciliter la lecture de messages variés (eustatisme, climat, tectonique) enregistrés par les dépôts profonds dans les différents sites.

Mots-clés : alternances calcaire-marne, analyse spectrale, cycles carbonatés, paramètres orbitaux, analyse d'images, flux linéaire, signal eustatique, bassin vocontien, Atlantique Central, golfe du Mexique.

ABSTRACT

The Lower Cretaceous marl-limestone alternations of the DSDP Sites 534 (Central Atlantic) and 535 (gulf of Mexico) and of the Vocontian trough (SE France) representing variations in carbonate productivity are chosen as the framework for a study of carbonate content fluctuations. The goal of the present work is to demonstrate :

- the connection between cyclic variations in carbonate content and astronomical parameters (lower Cretaceous of the Vocontian trough) ;

- the connection between relative variations of sedimentary linear fluxes and sea level fluctuations (lower Cretaceous of the DSDP Sites 534, 535 and of the Vocontian trough).

For this, two specific methods have been developed : spectral analysis and image analysis.

Spectral analysis of carbonate content for the Berriasian-Barremian interval in the Vocontian trough, reveal :

- the presence of significant carbonate cycles linked to cyclic variations of the Earth's orbit. The results suggest that the obliquity cycle is the most clearly defined signal ;

- the transition from limestone-dominated alternations to marl-dominated alternations is characterized both by an increase in sedimentation rate and a change from the precession cycle being the dominant forcing factor in the calcareous part to the predominance of the obliquity cycle in the marly part.

Image analysis was made from black and white core photographs. For deep-sea sediments containing high-frequency sedimentary cycles as sequences of DSDP site 534 and site 535, this processing appears as a relatively rapid and easy method, the sole available with this accuracy to determine the relative variations of linear sedimentary fluxes for pre-Quaternary successions. The terrestrial vocontian succession investigated with this processing was not successful. By comparing the data in the DSDP sites, it is possible to detect common (eustasy, climate) and local factors (tectonic) which have controlled the material fluxes.

Keywords : limestone-marl alternations, spectral analysis, carbonate cycles, astronomical parameters, image analysis, linear sedimentary fluxes, sea level fluctuations, Vocontian trough, Central Atlantic, gulf of Mexico.

THESE

présentée par

Fabienne GIRAUD

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I
(Arrêté ministériel du 30. 03. 92)

Spécialité : Sciences de la Terre

**RECHERCHE DES PERIODICITES ASTRONOMIQUES
ET DES FLUCTUATIONS DU NIVEAU MARIN
A PARTIR DE L'ETUDE DU SIGNAL CARBONATE
DES SERIES PELAGIQUES ALTERNANTES.
APPLICATION AU CRETACE INFERIEUR DU SUD-EST DE LA FRANCE (BASSIN
VOCONTIEN), DE L'ATLANTIQUE CENTRAL (SITE 534 DSDP)
ET DU GOLFE DU MEXIQUE (SITE 535 DSDP).**

soutenue le 6 juillet 1994

**JURY : M. Luc BEAUFORT (Examineur)
M. Pierre COTILLON (Président du jury)
M. Alain FOUCAULT (Rapporteur)
M. Jacques REY (Examineur)
M. André SCHAAF (Rapporteur)**

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur Pierre Cotillon, professeur à l'Université Claude Bernard, pour m'avoir accueillie dans son laboratoire et accepté d'encadrer ce travail.

Je remercie Messieurs Luc Beaufort (chargé de recherches au CNRS de Marseille-Luminy), Alain Foucault (professeur au Museum National d'Histoire Naturelle de Paris), Jacques Rey (professeur à l'Université Paul Sabatier de Toulouse) et André Schaaf (professeur à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg) d'avoir accepté de juger ce travail.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Luc Beaufort sans lequel toute la première partie de cette thèse n'aurait pu voir le jour. Je lui suis très reconnaissante de m'avoir accordé autant de temps, aussi bien lors de mes visites à Marseille, que lors de nos nombreuses discussions téléphoniques ou par fax.

Je suis également très reconnaissante à André Schaaf qui co-dirigea mon DEA et qui a su me faire profiter de ses compétences en analyse d'images.

Parallèlement à cette thèse, j'ai pu bénéficier d'un poste de moniteur qui m'a permis d'acquérir une petite mais passionnante expérience d'enseignement. Un grand merci à Bernard Courtinat (professeur à l'Université Claude Bernard), mon "tuteur" lors de ces trois années, pour la confiance qu'il m'a accordé, pour son enthousiasme et son humour inégalé.

Un grand merci aux techniciens du Centre des Sciences de la Terre pour leur aide précieuse et leurs conseils. Merci à Dominique Barbe, Paul Castelli, Noël Podevigne et Jean Claude Reniaud.

Merci à l'ensemble des personnes du laboratoire qui m'ont aidé par leur présence et leur soutien de tous les jours, en particulier : l'équipe de chercheurs du "R5" mais aussi, Anne-Marie Bodergat, Jean Paul Bourseau, Bernard Courtinat et bien sûr les étudiants de 3^e cycle : Fabrice Cochet, Abdel Gmira, Davide Olivero, Didier Quesne, Stéphane Reboulet, sans oublier Fabrice Malartre, mon camarade de promotion, devenu au cours de ces années un ami très proche.

Au terme de ce travail, j'exprime toute ma reconnaissance à ma famille et plus particulièrement à mes parents ainsi qu'à Stéphane pour le soutien et l'intérêt constants qu'ils ont manifesté tout au long de ces années ; je remercie vivement Stéphane pour son aide musclée sur le terrain. Je leur dédie ce mémoire.

Cette thèse a été financée par le Ministère de la Recherche et de la Technologie.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

CHAPITRE I

CHAPITRE II

CHAPITRE III

CHAPITRE IV

CHAPITRE V

CHAPITRE VI

CHAPITRE VII

CHAPITRE VIII

CHAPITRE IX

CHAPITRE X

CHAPITRE XI

CHAPITRE XII

CHAPITRE XIII

CHAPITRE XIV

CHAPITRE XV

CHAPITRE XVI

CHAPITRE XVII

CHAPITRE XVIII

CHAPITRE XIX

CHAPITRE XX

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	1
I - OBJET DE L'ETUDE	3
II - CADRE DE L'ETUDE	4
II-1 - LE BASSIN VOCONTIEN	4
II-1a - Situation géographique et contexte géologique	4
II-1b - Reconstitution paléogéographique	6
II-1c - La séquence cyclique du bassin vocontien	7
II-2 - LES SITES ATLANTIQUES	7
II-2a - Site 534 DSDP (Deep Sea Drilling Project)	7
II-2a1 - Cadre géographique	7
II-2a2 - Evolution de l'Atlantique Central au cours du Mésozoïque	9
II-2a3 - Expression de la cyclicité dans les dépôts du site 534	11
II-2b - Site 535 DSDP	13
II-2b1 - Cadre géographique	13
II-2b2 - Origine et évolution du golfe du Mexique	13
II-2b3 - Expression de la cyclicité dans les dépôts du site 535	14
II-3 - COMPARAISON DES ALTERNANCES PELAGIQUES DES SITES ATLANTIQUES ET VOCONTIEN	15
II-3a - A l'échelle de la séquence cyclique	15
II-3b - A l'échelle de l'alternance élémentaire banc-interbanc	17
III - ORIGINE DES ALTERNANCES CALCAIRE-MARNE	19
 PREMIERE PARTIE : CONTROLE ASTRONOMIQUE DE LA SEDIMENTATION CARBONATEE DU BASSIN VOCONTIEN (CRETACE INFERIEUR, SUD-EST FRANCE)	 23
 CHAPITRE 1 : CONTROLE ASTRONOMIQUE DES PALEOCLIMATS ET CYCLES SEDIMENTAIRES : GENERALITES ET METHODES D'ETUDE	 27
I- GENERALITES	29
I-1 - HISTORIQUE	29
I-2 - LA THEORIE ASTRONOMIQUE DES CLIMATS	30
I-2a - Introduction	30
I-2b - Les paramètres orbitaux	31
I-2c - Influence des paramètres astronomiques sur l'évolution du climat terrestre	35

- Influence de la précession des équinoxes	35
- L'inclinaison de l'axe de la terre et le climat	35
- Climat et excentricité de l'écliptique	35
I-2d - Amplification du signal astronomique	37
I-3 - APPLICATION DU CONCEPT DE MILANKOVITCH : IDENTIFICATION DES CYCLES ORBITAUX DANS L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE	37
II - METHODE D'ETUDE : L'ANALYSE SPECTRALE DES SERIES STRATIGRAPHIQUES	42
II-1 - CONDITIONS PREALABLES POUR L'APPLICATION DE L'ANALYSE SPECTRALE	43
II-1a - La série de données est testée sur la <u>stationnarité</u> et l' <u>ergodicité</u>	43
II-1b - La série de données doit obéir au <u>principe de linéarité</u>	44
II-2 - LES METHODES D'ANALYSE SPECTRALE	45
II-2a - Le modèle de Fourier	47
- <u>La méthode de Blackman & Tukey</u>	49
II-2b - Le modèle ARMA	50
- <u>La méthode du maximum d'entropie</u>	50
II-2c - Les filtres linéaires	51
II-2d - Les effets des distortions géologiques sur le spectre	51
 CHAPITRE 2 : APPLICATION : RECHERCHE DE PERIODICITES ASTRONOMIQUES DANS LA SEDIMENTATION CARBONATEE DU BASSIN VOCONTIEN (CRETACE INFERIEUR, SUD-EST FRANCE)	57
I - PRESENTATION DES COUPES ETUDIEES	59
I-1 - LITHOLOGIE ET PALEONTOLOGIE	59
I-1a - le Berriasien d'Angles	59
I-1a1 - Lithologie	59
I-1a2 - Paléontologie	59
I-1b - Le Valanginien d'Angles	61
I-1b1 - Lithologie	63
I-1b2 - Paléontologie	63
I-1c - L'Hauterivien de Vergons	66
I-1c1 - Lithologie	66
I-1c2 - Paléontologie	66
I-1d - Le Barrémien d'Angles	68

I-1d1 - Lithologie	68
I-1d2 - Paléontologie	69
I-2 - LIMITES STRATIGRAPHIQUES ET TAUX DE SEDIMENTATION	71
I-2a - Limites stratigraphiques	71
I-2a1 - Limite Jurassique-Crétacé (Tithonique-Berriasien)	71
I-2a2 - Limite Berriasien-Valanginien	73
I-2a3 - Limite Valanginien-Hauterivien	73
I-2a4 - Limite Hauterivien-Barrémien	73
I-2a5 - Limite Barrémien-Aptien	74
I-2b - Estimations de la durée des Etages et des taux de sédimentation	74
I-2b1 - Cas du Berriasien	78
I-2b2 - Cas du Valanginien	84
I-2b3 - Cas du Barrémien	84
 II - METHODES D'ETUDE	86
II-1 - INDICATEUR CLIMATIQUE UTILISE : LA TENEUR EN CARBONATE	86
II-1a - Procédure d'échantillonnage pour l'analyse calcimétrique	87
II-1b - Détermination de la teneur en carbonate de calcium	89
II-2 - ANALYSE SPECTRALE	89
 III - RESULTATS	90
III-1 - L'INTERVALLE STRATIGRAPHIQUE BERRIASIEN-BARREMIEN DANS SON ENSEMBLE	90
III-2 - ANALYSE SPECTRALE DES DONNEES INTEGREES (LITHOLOGIE-CALCIMETRIE) - APPLICATION ET RESULTATS POUR CHAQUE ETAGE DE L'INTERVALLE BERRIASIEN-BARREMIEN	95
III-2a - Le Berriasien d'Angles	95
III-2b - Le Valanginien d'Angles	108
III-2b1 - Le faisceau Valanginien d'Angles	108
III-2b2 - Le Valanginien dans son ensemble	111
III-2c - L'Hauterivien de Vergons	123
III-2d - Le Barrémien d'Angles	137
 IV - DISCUSSION	149

**DEUXIEME PARTIE : DETERMINATION DES VARIATIONS
RELATIVES DES "FLUX DE MATIERE" DANS LES SERIES
ATLANTIQUES ET VOCONTIENNE. APPLICATION POUR UNE
RECHERCHE DES FLUCTUATIONS DU NIVEAU MARIN EN DOMAINE
PELAGIQUE** 159

**CHAPITRE 1 : QUANTIFICATION DES "FLUX DE MATIERE" - MISE AU POINT
METHODOLOGIQUE** 163

I - TRAITEMENT PAR L'ANALYSE D'IMAGES 165

I-1 - INTRODUCTION 165

**I-2 - METHODE UTILISEE POUR LES SEDIMENTS CAROTTES DES SITES
ATLANTIQUES** 166

I-2a - Acquisition des données et étalonnage 167

I-2b - Traitement des photographies 167

I-2b1 - Relation entre les nuances de gris et la calcimétrie 167

I-2b2 - Variation des niveaux de gris à l'intérieur d'une carotte 167

I-2c - Calcul de la quantité de carbonates présente dans une carotte 170

I-2d - Expression des flux carbonaté et terrigène moyens dans les carottes 171

I-2e - Caractérisation des flux carbonaté et terrigène au sein de chaque carotte 172

I-3 - METHODE UTILISEE POUR LES SEDIMENTS DU BASSIN VOCONTIEN 173

**CHAPITRE 2 : APPLICATION - RECHERCHE DU SIGNAL EUSTATIQUE PAR
L'ETUDE DES VARIATIONS RELATIVES DES "FLUX DE MATIERE" DANS LES
SEDIMENTS PELAGIQUES ALTERNANTS DU CRETACE INFERIEUR DES SITES
DSDP 535 (GOLFE DU MEXIQUE), 534 (ATLANTIQUE CENTRAL) ET DU BASSIN
VOCONTIEN (Sud-Est de la FRANCE)** 177

I - APPLICATION DE LA METHODE - RESULTATS 179

**I-1 - APPLICATION AUX SITES DSDP 535 (GOLFE DU MEXIQUE) POUR L'INTERVALLE
VALANGINIEN-HAUTERIVIEN ET 534 (ATLANTIQUE CENTRAL) POUR L'INTERVALLE
TITHONIQUE SUPERIEUR-APTIEN INFERIEUR** 179

I-1a - Etude de la relation entre les niveaux de gris et la calcimétrie 179

**I-1b - Evolution de la teneur moyenne en carbonates et des variations relatives des flux
de matière** 181

I-1b1 - Site 535 DSDP 181

I-1b2 - Site 534 DSDP 183

I-1b3 - Evolutions comparées des "flux de matière" entre les deux sites 187

I-1c - Caractérisation de la variation relative des flux de matière à l'échelle de la carotte 189

I-1c1 - Site 535 DSDP 189

I-1c2 - Site 534 DSDP 193

I-1d - Variabilité des flux de matière 195

I-1d1 - L'indice de variabilité du flux carbonaté et les variations du niveau marin 195

I-1d1a - Site 535 DSDP 195

I-1d1b - Site 534 DSDP 197

**I-1d1c - Comparaison des variations de l'indice de variabilité du flux carbonaté
dans les sites 535 et 534 pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien** 201

**I-1d2 - Evolutions comparées des indices de variabilité des flux carbonaté et
terrigené dans les deux sites** 203

**I-1d3 - Evolutions comparées de l'indice de variabilité du flux terrigène et du flux
terrigené** 203

I-1e - Discussion 203

I-1f - Conclusion 207

**I-2 - APPLICATION A LA SERIE D'ANGLES-VERGONS (BASSIN VOCONTIEN) POUR
L'INTERVALLE BERRIASIEN-BARREMIEN** 208

I-2a - Etude de la relation entre les niveaux de gris et la calcimétrie 208

**I-2b - Evolution de la teneur moyenne en carbonates et des variations relatives des flux
de matière** 208

I-2c - Conclusion 211

II - CONCLUSION 214

CONCLUSION GENERALE 215

I - ANALYSE SPECTRALE DE L'ENREGISTREMENT CARBONATE 217

II - QUANTIFICATION DES VARIATIONS RELATIVES DES "FLUX DE MATIERE" 219

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 221

ANNEXES

INTRODUCTION GENERALE

I - OBJET DE L'ETUDE

Les cycles sédimentaires de toute échelle, depuis l'alternance régulière banc-interbanc, sont connus universellement depuis les temps les plus reculés (Précambrien) dans tous les types d'environnements sédimentaires. L'étude de ces dépôts s'avère particulièrement intéressante pour établir des corrélations stratigraphiques mais aussi pour dater les successions sédimentaires.

Les cycles peuvent constituer deux types de séries.

- Les **séries autocycliques** (Beerbower, 1964) dont la rythmicité résulte d'un ou plusieurs processus inhérents au bassin sédimentaire lui-même. Foucault (1992) cite comme exemples principaux les alternances de couches turbiditiques et hémipélagiques ou les alternances de faciès alluviaux divers dues aux divagations d'un système fluvial. Les dépôts générés par ces processus locaux montrent en général une continuité stratigraphique limitée (Einsele, 1992).

- Les **séries allocycliques** dont la rythmicité dépend de contrôles externes au système sédimentaire considéré (c'est à dire le bassin), comme les variations climatiques, astronomiques, eustatiques et les mouvements tectoniques. Les dépôts cycliques engendrés ont une extension latérale et verticale beaucoup plus importante que dans le cas des séries autocycliques ; de plus, ces processus externes au bassin sédimentaire reflètent le comportement du système global océan-atmosphère. Ainsi sont-ils susceptibles d'intervenir simultanément et de la même manière dans différents bassins. Il sera alors possible de corréler en partie les séquences allocycliques sur de longues distances, d'un bassin à un autre et même parfois dans les cas les plus favorables, d'un continent à l'autre. En raison de la forte sensibilité des organismes vis à vis des facteurs environnementaux, les sédiments présentant des preuves de cette cyclicité sont ceux qui sont en grande partie composés de débris d'organismes (boues calcaires et siliceuses par exemple) et ceux qui enregistrent alternativement la présence et l'absence du macrobenthos dans des couches respectivement bioturbées et laminées (Einsele, 1992). Les **alternances calcaire-marne** pélagiques illustrent parfaitement ce type de cyclicité.

L'universalité de l'alternance calcaire-marne, mise en évidence dans de nombreuses séries pélagiques du monde, récentes ou anciennes, l'organisation de ces alternances en cycles dont les durées sont de l'ordre de 10 000 à 100 000 ans, suggère un contrôle global dont la cause serait **astronomique** et le **mécanisme climatique** (Berger *et al.*, 1984 ; De Boer & Wonders, 1984 ; Fischer, 1986 ; Herbert & Fischer, 1986 ; Schwarzscher & Fischer, 1982).

Dans les environnements pélagiques profonds, situés au dessus de la profondeur de compensation des carbonates et éloignés des zones d'apports détritiques abondants, la formation des alternances calcaire-marne est contrôlée principalement par les **variations de la productivité carbonatée**. Ces cycles carbonatés profonds enregistrent à la fois les variations **climatiques** et les variations **eustatiques** ; les deux jouant non seulement sur la production carbonatée planctonique mais réglant aussi les apports en boue de plate-forme.

Les séries pélagiques alternantes d'âge crétacé inférieur du bassin vocontien (Sud-Est de la France) et de l'Atlantique (sites DSDP 534 et 535) représentent des exemples typiques de cycles de productivité du carbonate de calcium ; elles ont été choisies comme cadre de cette étude.

L'objectif est donc double ; il s'agit de rechercher :

-1- l'existence de cycles climatiques orbitaux dans la **sédimentation carbonatée** (fluctuations de la teneur en carbonate de calcium) de la série vocontienne. Une analyse en continu de la teneur en carbonate de calcium sur l'ensemble de l'intervalle Berriasien-Barrémien sert de base à ce travail et n'a pas pu être réalisée sur les sites océaniques ;

-2- l'enregistrement du signal eustatique par l'étude des variations relatives des **flux de matière** (flux carbonaté et terrigène) dans les séries atlantiques et vocontienne. La position du niveau marin règle en effet non seulement les transferts latéraux continent-océan et plates-formes continentales-océan mais aussi indirectement les transferts verticaux provenant de la biomasse planctonique de la zone photique. Les séries analysées avec la même démarche permettront de savoir si l'on dispose d'un moyen fiable de détecter les oscillations marines dans les dépôts pélagiques profonds.

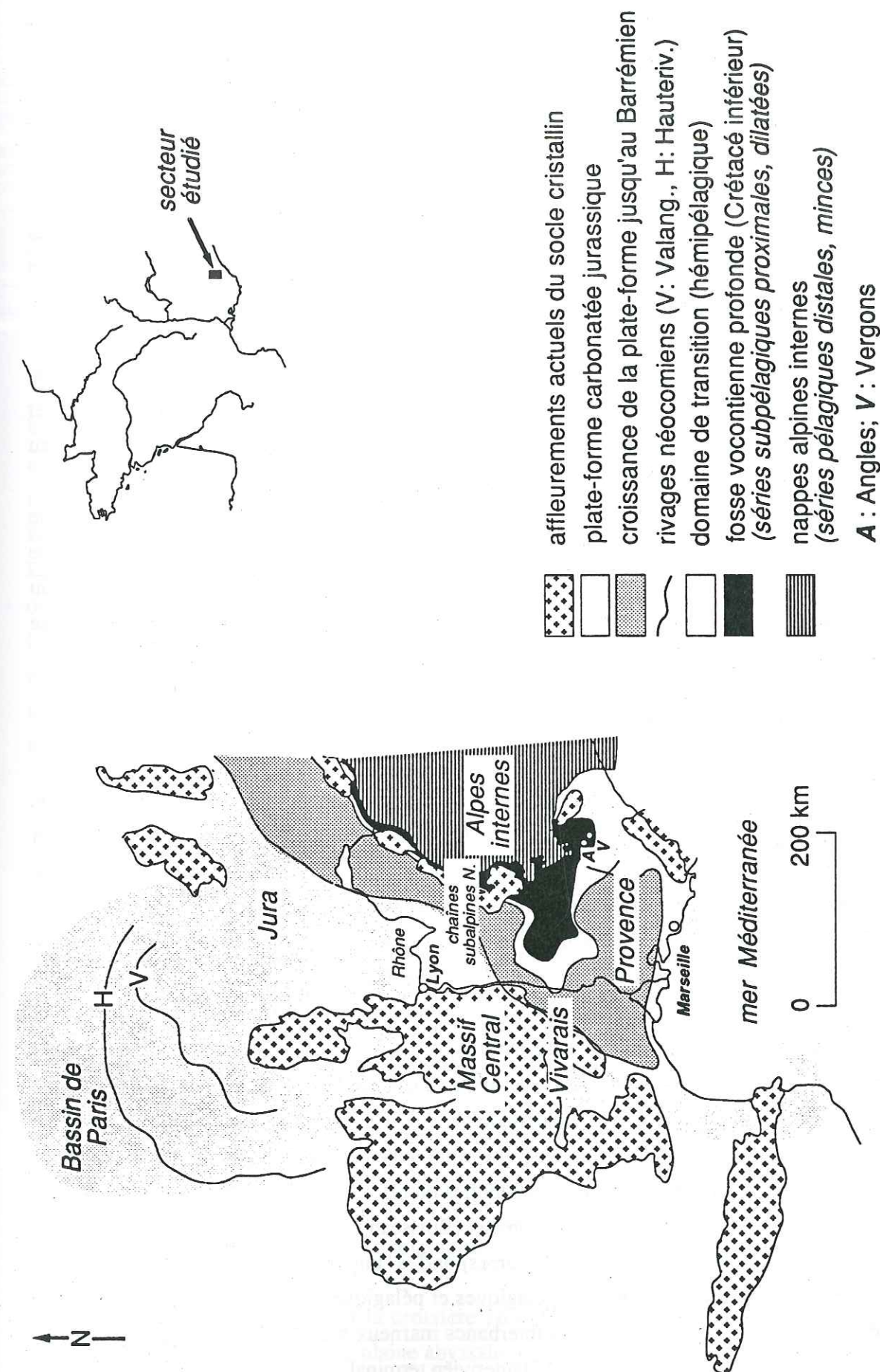
Pour mener à bien ce travail, deux techniques de quantification ont été appliquées : l'**analyse spectrale** pour la recherche des périodicités astronomiques et le **traitement d'images** pour l'étude des flux de matière.

II - CADRE DE L'ETUDE

II-1 - LE BASSIN VOCONTIEN

II-1a - Situation géographique et contexte géologique

Située dans le département des Alpes-de-Haute-Provence, la succession d'Angles-Vergons appartient à l'entité géologique du bassin vocontien (fig. 1). Ce dernier défini *sensu lato* par Cotillon *et al.* (1980) comme "une aire de sédimentation pélagique profonde correspondant aux Chaînes Subalpines méridionales (Diois, Baronnies, arcs de Digne et de Castellane), limitée au Nord par la vallée de la Drôme, au Sud par l'axe Ventoux-Lure qui, au Nord-Ouest, déborde légèrement au delà de la vallée du Rhône dans le domaine ardéchois". Sa situation géographique est très particulière car il s'agit d'un bassin intracontinental, ouvert sur l'océan téthysien. Le diamètre du bassin vocontien est d'environ 150 km (De Boer, 1983) ; sa profondeur est estimée entre 500 et 1500 m (Ferry, 1976). A l'intérieur de ce bassin, la sédimentation est principalement caractérisée par des flux verticaux de fines particules biocarbonatées et argileuses responsables de la formation de dépôts cycliques sous forme d'alternances calcaire-marne.



Entre la fin du Jurassique et l'Albien, la position latitudinale du bassin vocontien varie approximativement de 25° à 30° de latitude N (Savostin *et al.*, 1986). Dès le Jurassique supérieur, ce bassin, ouvert sur la Téthys, est ceinturé complètement sauf à l'Est, par une zone périvocontienne moins profonde représentée par des plates-formes occupées temporairement par des formations carbonatées. En bordure du bassin, le talus forme un domaine de transition caractérisé par des faciès hémipélagiques.

Si les limites du bassin *sensu stricto* n'ont pas vraiment varié durant le Crétacé inférieur, les frontières entre domaine hémipélagique et plates-formes n'ont pas cessé de fluctuer, avec selon l'intervalle de temps considéré, la prédominance d'un type de dépôt sur l'autre (Cotillon, 1984).

Jusqu'au Crétacé inférieur, le régime tectonique est de type extensif. Le bassin vocontien est structuré par un réseau complexe d'accidents "cévenols" NE-SW prédominants au Nord et d'accidents "provençaux" E-W à NW-SE développés surtout au Sud. Ces accidents fonctionnent au Crétacé inférieur en failles normales et limitent des blocs basculés (Joseph *et al.*, 1989).

A partir du Crétacé moyen une phase compressive fait suite à ce régime d'ouverture. Elle coïncide avec la fermeture de l'océan téthysien provoquée par la collision entre les plaques Afrique et Europe (Dewey *et al.*, 1973). Cette phase aura pour conséquence un comblement progressif du bassin, qui s'achève au Coniacien-Santonien dans sa partie occidentale et au Campanien dans sa partie orientale (Ferry, 1991).

II-1b - Reconstitution paléogéographique

Le Berriasien est caractérisé par la poursuite du système de plates-formes carbonatées mis en place à la fin du Jurassique. Paradoxalement, cette période correspond à l'extension géographique maximale des faciès pélagiques vocontiens. La fin du Berriasien est marquée par une chute du niveau de la mer, perceptible sur les bordures du bassin.

Le vrai cycle Crétacé débute avec une transgression à la transition Berriasien-Valanginien. Il s'ensuit une augmentation des apports argileux dans le bassin, dont le mélange avec les dépôts carbonatés biogènes, permettent l'élaboration des alternances. Dans le même temps, les faciès hémipélagiques progradent en direction du bassin jusqu'au talus continental. Le Valanginien supérieur est marqué par une tendance à l'approfondissement ; le bassin est alors largement ouvert sur la Téthys et communique aussi de façon temporaire avec les bassins boréaux par l'intermédiaire des plates-formes septentrionales (Jura, Franche-Comté, Alsace). Dans le bassin, les dépôts sont des alternances à dominante marneuse dans lesquelles on observe un renouvellement de la faune d'ammonites ainsi que la présence de taxons boréaux (Boisseau *et al.*, 1982).

L'Hauterivien dans son ensemble correspond à une période d'approfondissement généralisé. Dans les environnements hémipélagiques et pélagiques, les dépôts observés sont des alternances régulières où bancs calcaires et interbancs marneux sont également représentés. Une sédimentation très calcaire se met en place à l'Hauterivien terminal.

L'événement majeur de la période barrémienne est l'extension considérable des calcaires urgoniens. Le bassin vocontien est alors entièrement cerné par les plates-formes carbonatées. Celles-ci contribuent à la sédimentation du bassin par l'émission de matériaux oobioclastiques qui viennent s'ajouter aux boues calcaires à nannofossiles.

Ce cycle eocrétacé se termine avec un événement de portée globale correspondant à l'ennoyage des environnements de dépôts et à la disparition des plates-formes urgoniennes (Cotillon *et al.*, 1984).

II-1c - La séquence cyclique du bassin vocontien

Le Crétacé inférieur alternant du bassin vocontien correspond à un agencement cyclique, binaire ou ternaire, de dépôts micritiques, où bancs et interbancs passent graduellement les uns aux autres (Cotillon *et al.*, 1980). Cette séquence oscille entre une sédimentation très calcaire (Berriasien) et à dominante marneuse (Valanginien supérieur) pour redevenir très calcaire au Barrémien. Les alternances sont particulièrement nettes pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien. Les cycles observés sont composés principalement de quatre types de sédiments reflétant différents degrés d'induration et de résistance à l'altération : (1) des calcaires gris à beige clair, fortement indurés et très résistants à l'altération ; (2) des calcaires marneux gris, moins indurés ; (3) des marnes calcaires indurées et (4) des marnes gris sombre tendres. La bioturbation affecte aussi bien les calcaires que les marnes (Gaillard, 1984) ; il existe cependant des niveaux marneux moins bioturbés que d'autres comme à la base du Valanginien supérieur.

Du Jurassique supérieur à l'Albien, la lente sédimentation des vases argilo-calcaires du bassin est troublée de façon continue par des apports en masse en provenance des plates-formes proches ou par des glissements ayant pris naissance en zone profonde même (Ferry, 1984). Ainsi, quelques niveaux de plaquettes rousses silteuses interprétées comme des turbidites distales sont observées dans le Valanginien ; les apports bioclastiques représentent une part importante des sédiments déposés dans le bassin durant le Barrémien ; les glissements ou slumpings perturbent la série pélagique de façon plus ou moins importante durant tout l'intervalle Berriasien-Barrémien.

II-2 - LES SITES ATLANTIQUES

II-2a - Site 534 DSDP

II-2a1 - Cadre géographique

Le site 534, étudié durant la croisière 76 du DSDP, est situé dans le bassin de Blake-Bahama (fig. 2). Ce bassin est une plaine abyssale profonde (profondeur de la tranche d'eau : 5000 m) (Sheridan *et al.*, 1983) située dans l'Atlantique Central. Il est limité au Nord-Ouest par

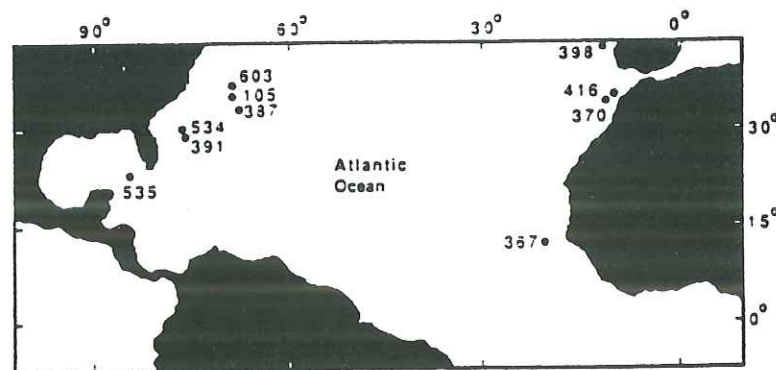


Fig. 2 - Localisation géographique des sites DSDP étudiés.

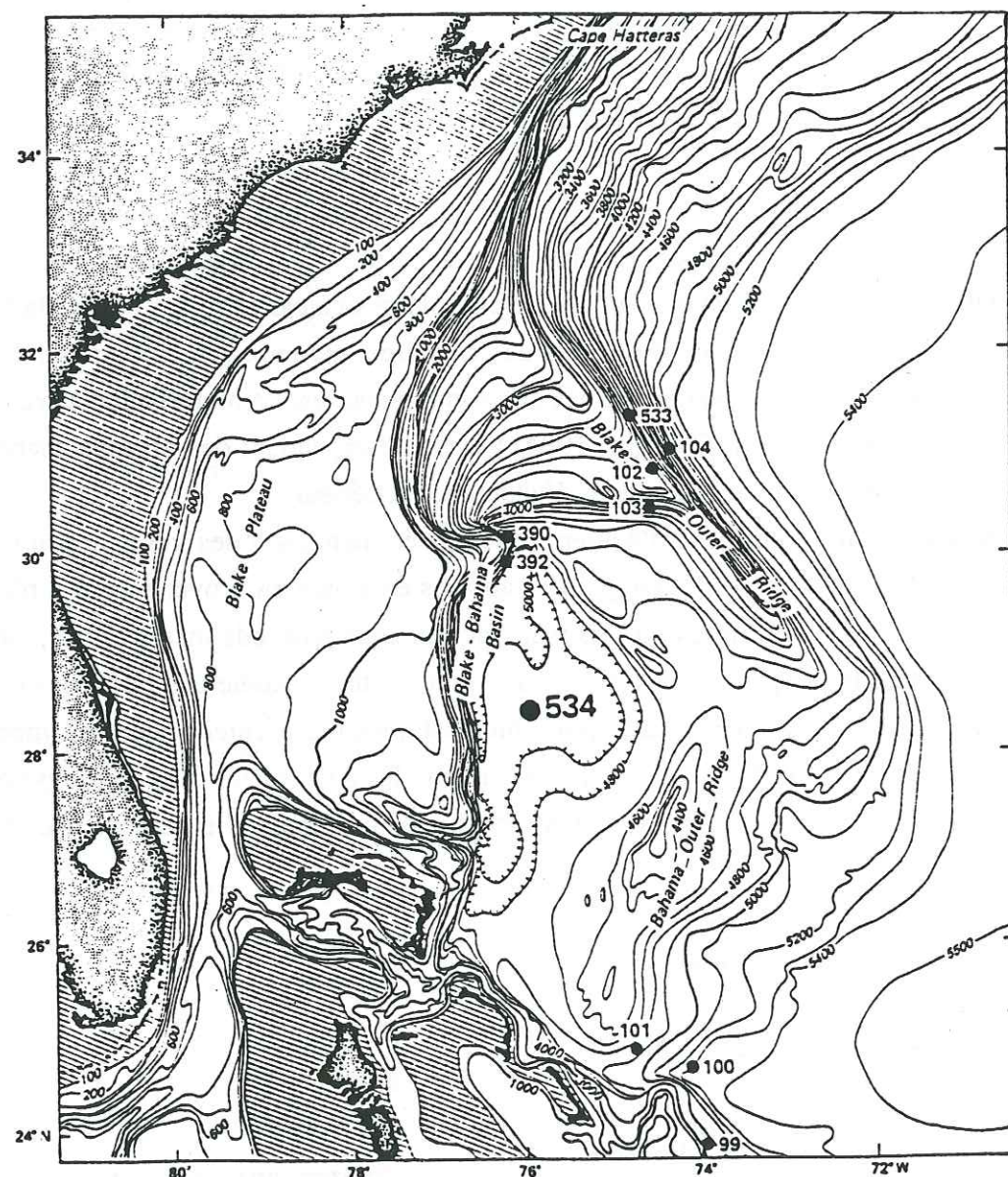


Fig. 3 - Physiographie générale du site 534 DSDP et situation par rapport aux sites DSDP antérieurs (d'après Sheridan *et al.*, 1983).

une pente continentale, au Nord-Est par les monts sous-marins de Kelvin, au Sud-Est par la pente des Bermudes et au Sud-Ouest par le talus de Blake-Bahama.

La physiographie et l'agencement structural peu communs du bassin de Blake-Bahama (fig. 3) ont permis de forer les plus vieux sédiments océaniques de la partie ouest de l'océan Atlantique Nord (Sheridan *et al.*, 1983 ; Sheridan *et al.*, 1982). Si la pente continentale massive qui délimite le bassin au Nord correspond à une accumulation de plusieurs kilomètres de sédiment, les observations sismiques effectuées à l'aval indiquent que le bassin lui-même ne contient que 1700 à 2500 m de sédiments (Bryan *et al.*, 1980 ; Dillon *et al.*, 1976 ; Sheridan *et al.*, 1978). Une diminution importante des apports suivie d'une érosion importante au début du Tertiaire seraient vraisemblablement la cause de cette faible épaisseur des dépôts (Benson *et al.*, 1978 ; Jansa *et al.*, 1979).

II-2a2 - Evolution de l'Atlantique Central au cours du Mésozoïque

La tectonique des plaques, les changements climatiques et les variations relatives du niveau marin sont autant de facteurs qui ont influencé la sédimentation dans l'Atlantique Nord et Central durant le Mésozoïque.

Le début de l'accrétion océanique, dans l'ensemble de ce qui formera l'Atlantique Central, a lieu vraisemblablement à la fin du Lias (180 ma) ; le taux moyen d'ouverture, initialement très lent, s'accélère à partir de la base du Callovien, vers 156 ma (datation de l'anomalie magnétique Blake-Spur) où il est de l'ordre de 3,5 cm/an, ceci jusqu'à la fin du Jurassique (Olivet *et al.*, 1984). Durant cette période, il se produit un déplacement du centre d'ouverture océanique qui permet d'isoler une portion de la croûte océanique la plus ancienne sur la marge ouest de l'Atlantique Nord (Klitgord & Behrendt, 1979 ; Sheridan, 1978 ; Vogt *et al.*, 1971). Ce changement de position du centre d'ouverture provoque une fracturation en blocs basculés de la marge continentale bahamienne, suivie d'une subsidence importante de cette marge. De petits bassins, tel que celui de Blake-Bahama, situé le long de la bordure est du plateau de Blake-Bahama, se créent pendant cette phase d'extension (Sheridan, 1978 ; Sheridan *et al.*, 1981).

Durant la période du Jurassique moyen à supérieur, l'Atlantique Nord et Central ne forment pas un véritable océan mais plutôt un golfe étroit, ne mesurant que quelques centaines de kilomètres de large, correspondant à l'extension de la partie ouest de la Téthys (Sclater *et al.*, 1977, 1980). D'après Summerhayes & Masran (1983), les connections entre l'Atlantique et le Pacifique sont déficientes ou inexistantes du Jurassique moyen au Berriasien. Cette absence de communications engendre un ralentissement de la circulation océanique qui peut alors être comparée à celle de la Méditerranée actuelle et entraîne dans le bassin un taux d'oxygénation inférieur à la normale.

La subsidence active de la marge bahamienne ainsi qu'une élévation du niveau marin à partir du Callovien, favorisent le développement de plates-formes ou complexes de bancs carbonatés massifs (Ogg *et al.*, 1983).

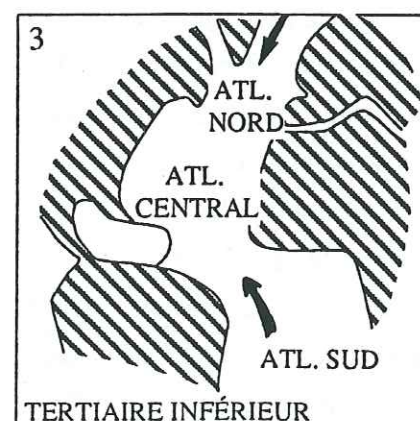
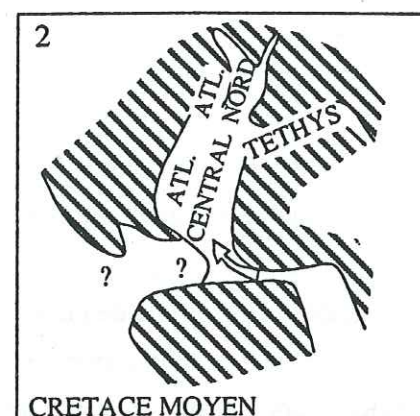
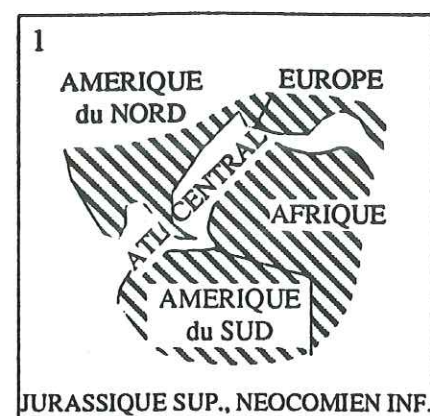


Fig. 4 - Schéma du passage progressif d'un type de circulation équatoriale (E-W) à un type de circulation méridienne (N-S) dans l'Atlantique (d'après Lancelot, 1980).

1 : Jurassique supérieur - Crétacé inférieur ; 2 : Crétacé "moyen" (la flèche indique l'injection d'eaux denses, sursalées et chaudes de l'Atlantique Sud vers l'Atlantique Nord) ; 3 : Tertiaire inférieur (les flèches indiquent les arrivées d'eaux profondes froides en provenance des hautes latitudes).

A la fin du Jurassique et durant le Crétacé inférieur (de 140 à 122 ma), le mouvement relatif entre l'Afrique et l'Amérique du Nord modifie son orientation. Cet événement, correspondant à l'anomalie magnétique 22, s'accompagne d'un ralentissement du taux moyen d'ouverture (2,3 cm/an) (Olivet *et al.*, 1984).

Durant le Crétacé inférieur, le relèvement du niveau marin, consécutif à sa chute à la fin du Berriasien, permet la communication avec le Pacifique. Elle permet l'apport d'eaux superficielles riches en nutriments et peu oxygénées, entraînant une stratification des eaux océaniques profondes de l'Atlantique. Cette tendance anoxique est plus ou moins marquée dans les dépôts au cours du Crétacé inférieur (Graciansky *et al.*, 1982 ; Summerhayes & Masran, 1983). Les apports terrigènes provenant des compartiments soulevés de l'arrière-pays sont importants près de la côte et viennent perturber la sédimentation pélagique alternante qui se développe dans les bassins subsidants (bassin de Blake-Bahama : site 534) (Ogg *et al.*, 1983 ; Summerhayes & Masran, 1983).

La fin du Crétacé est marquée dans l'évolution tectonique par une première phase de 112 à 88-86 ma (intervalle : Aptien-base du Sénonien) correspondant à une ouverture plus rapide de l'Atlantique Central (3,8 cm/an en moyenne). A partir du Coniacien, un changement radical de l'ouverture se produit, puisque l'on assiste au début de l'ouverture de la mer du Labrador qui isolera ultérieurement l'Amérique du Nord de l'Eurasie (Olivet *et al.*, 1984). Cet événement signe le passage progressif d'un type de circulation équatoriale à un type de circulation méridienne dans l'Atlantique (Lancelot, 1980) (fig. 4).

La période du Crétacé moyen est caractérisée par un "break" lithologique majeur dans les dépôts à la transition Aptien inférieur-supérieur. Il se traduit par le passage de la sédimentation carbonatée à la sédimentation argileuse avec développement des facies "black-shales", reflétant, par leur décarbonation plus ou moins poussée, une remontée de la profondeur de compensation des carbonates (CCD), en une élévation du niveau marin (Graciansky *et al.*, 1982).

II-2a3 - Expression de la cyclicité dans les dépôts du site 534

Les formations géologiques recoupées par les forages DSDP au site 534, excepté l'unité lithologique la plus ancienne, correspondent à celles reconnues par Jansa *et al.* (1979) pour la partie ouest de l'Atlantique Nord.

Les séquences pélagiques d'âge crétacé inférieur (Berriasien-Bédoulien) de l'Atlantique Nord et Central sont regroupées sous le terme : **formation de Blake-Bahama**. Ces séquences montrent une cyclicité prononcée (Bernouilli, 1972 ; Cotillon & Rio, 1984a ; Dean *et al.*, 1978 ; Freeman & Enos, 1978 ; Lancelot *et al.*, 1972 ; Ogg *et al.*, 1987 ; Robertson & Bliefnick, 1983 ; Tucholke & Vogt, 1979).

Les cycles sédimentaires observés consistent en une alternance de calcaires laminés sombres et de calcaires bioturbés clairs. Les différences les plus marquantes entre les calcaires

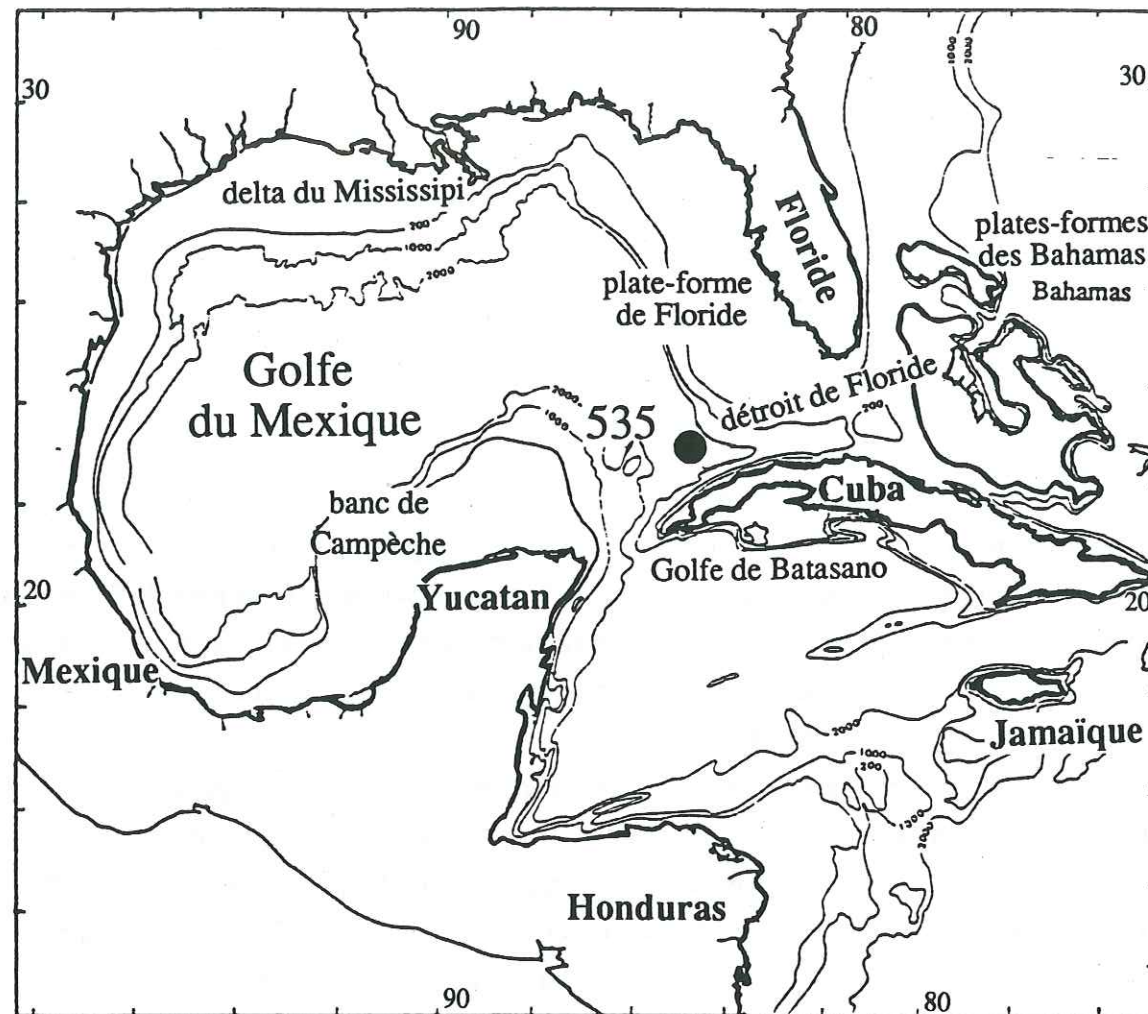


Fig. 5 - Localisation géographique du site 535 DSDP, contexte géographique (d'après Martin & Case, 1975, modifié).

laminés et bioturbés sont la couleur, les structures sédimentaires et la teneur en carbonate de calcium.

Les calcaires marneux laminés sont de couleur gris clair à gris sombre ; ils comportent une phase carbonatée, composée principalement de nannofossiles et une phase argileuse. A l'intérieur de ces calcaires, des lamines alternantes inframillimétriques, représentées par une lamine sombre riche en argile et une lamine claire pauvre en argile, sont visibles.

Les calcaires clairs de couleur variable entre le gris et le blanc, sont essentiellement composés de débris de nannofossiles ; ils présentent une bioturbation intense à l'exception de quelques niveaux dans lesquels une lamination fruste est préservée. La teneur moyenne en carbonate de calcium des calcaires bioturbés est toujours supérieure d'au moins 10% à celle des calcaires laminés adjacents (Ogg *et al.*, 1987).

A partir du Valanginien supérieur et jusqu'à l'Aptien, cette succession pélagique alternante présente des intercalations turbiditiques sporadiques très certainement issues du plateau de Blake-Bahama. Trois types de turbidites différentes ont été distinguées : (1) des argiles sombres et riches en matière organique interprétées comme des turbidites distales (2) des bancs grossiers de turbidites microgréseuses ou sableuses qui montrent de nombreuses structures sédimentaires ; ces intercalations apparaissent plus haut dans la série par rapport aux argiles sombres et intéressent des épaisseurs de sédiment plus importantes (3) des turbidites calcaires composées de nombreux débris de carbonate de plate-forme (Robertson & Bliefnick, 1983).

II-2b - Site 535 DSDP

II-2b1 - Cadre géographique

Le site 535, étudié durant la croisière 77 du DSDP, se situe dans le golfe du Mexique. Il s'agit d'un petit bassin océanique entouré par des masses continentales. Le golfe du Mexique communique avec l'Atlantique par le détroit de Floride et avec la mer des Caraïbes par le chenal du Yucatan localisé entre Cuba et la péninsule du Yucatan (figs. 2 et 5).

Du point de vue physiographie, le golfe est divisé en deux provinces :

- terrigène à l'Ouest ;
- carbonatée à l'Est.

La province terrigène correspond au delta et au cône du Mississippi mis en place au Tertiaire.

La province carbonatée comprend les plates-formes de Floride et de Campêche ; ces complexes carbonatés ont fonctionné de la fin du Jurassique jusqu'au Cénozoïque (Uchupi, 1975).

II-2b2 - Origine et évolution du golfe du Mexique

Plusieurs stades ont été mis en évidence.

- **Fin du Trias-Jurassique moyen** : période de rifting, accompagnée d'émissions volcaniques et de dépôts évaporitiques dans le golfe. Une structuration en blocs basculés se met en place. On la retrouve partout le long des marges nord-Atlantique.

- **Fin du Jurassique-début du Crétacé** : formation et expansion de la lithosphère océanique dans le golfe central. De petites transgressions s'amorcent et s'accompagnent d'un changement dans le régime de la sédimentation. Ainsi des dépôts carbonatés marins font suite à des dépôts lacustres et alluviaux. La partie Sud-Est du golfe subit une intense fracturation durant cette période.

- **L'histoire post-Jurassique** est caractérisée par une subsidence importante et par un bassin évoluant d'un milieu épicontinental à un milieu pélagique.

Au Crétacé inférieur, le golfe est devenu un bras de mer profond. Les plates-formes carbonatées, mises en place dès la fin du Jurassique, vont fortement influencer la sédimentation, notamment dans la partie sud-est du golfe.

Ces plates-formes peu profondes entourent le bassin y compris dans sa partie ouest. Elles sont limitées par des récifs surplombant des pentes abruptes menant au bassin profond.

Au Crétacé inférieur, et en particulier pendant l'Hauterivien, d'importantes arrivées de matériaux issus des plates-formes atteignent épisodiquement le bassin.

En dehors de ces événements, les sédiments déposés dans le bassin sont principalement, comme dans tout l'Atlantique, des calcaires pélagiques biogènes présentant des alternances de couches claires et bioturbées riches en carbonates, et de couches sombres et laminées riches en matière organique.

- **Fin Crétacé-Tertiaire** : les deux faits marquants de la fin du Crétacé sont : l'ennoyage des plates-formes carbonatées et une augmentation de l'activité tectonique résultant de la collision de l'Arc de Cuba au Sud et des marges des Bahamas et de Floride au Sud-Est. Ceci se traduit par un changement du type de dépôt dans le bassin : une sédimentation siliciclastique prend le relais de la sédimentation à dominante carbonatée. Ces apports proviennent des marges mexicaines situées à l'Ouest du golfe. Le même type de sédimentation se poursuit et s'accroît au cours du Tertiaire, en raison de la mise en place du cône du Mississippi qui alimente le golfe en matériel siliciclastique (Buffler *et al.*, 1984 ; Schlager *et al.*, 1984 ; Uchupi, 1975).

II-2b3 - Expression de la cyclicité dans les dépôts du site 535

Les cycles d'âge crétacé inférieur du site 535 DSDP ont été bien décrits par Cotillon & Rio (1984 a et b). Il sont caractérisés par la présence d'un ensemble carbonaté présentant des alternances rythmiques à plusieurs échelles (banc et lamine), marquant le début d'une sédimentation pélagique dans la région Sud-Est du golfe du Mexique. La limite supérieure de cet ensemble est mal

définie, mais pourrait se situer dans l'Albien ; sa base est datée de la fin du Berriasien (Schlager *et al.*, 1984).

L'ensemble est composé de 327 m d'alternances cycliques ternaires :

- des calcaires clairs, massifs et bioturbés, à débris de nannoconidés (> 80 % CaCO_3) ;
- des calcaires marneux, gris et laminés, à débris de nannoconidés et coccolithophoridés en proportion équivalente ($60 < \text{CaCO}_3 < 80 \%$) ;
- des marnes très sombres et laminées à débris de coccolithophoridés ainsi que des "black-shales" (< 60 % CaCO_3).

Le composant principal de ces sédiments est un carbonate d'origine biogène ; mais, comme pour le site 534, des intercalations massives de calcaires homogènes néritiques viennent perturber la sédimentation dans le bassin, particulièrement durant l'intervalle Berriasien supérieur-Hauterivien moyen. Des apports terrigènes issus du continent sont beaucoup plus occasionnels (Schlager *et al.*, 1984).

II-3 - COMPARAISON DES ALTERNANCES PELAGIQUES DES SITES ATLANTIQUES ET VOCONTIEN

Dès 1972, Bernouilli, puis Bernouilli & Jenkyns (1974) montraient que les faciès mésozoïques de la marge ouest de l'Atlantique Nord et ceux de la marge Sud-téthysienne étaient similaires.

Les études comparatives des séries alternantes atlantiques et vocontiennes réalisées par Cotillon & Rio (1984 a et b) (étude comparative des sites 535, 534 et de la série vocontienne) ; Gradstein *et al.* (1993) et Huang *et al.* (1993) (étude comparative du site 534 et de la série vocontienne) ont permis de mettre en évidence les faits suivants.

II-3a - A l'échelle de la séquence cyclique

Les séquences pélagiques cycliques du Crétacé inférieur de l'océan Atlantique et du bassin vocontien consistent en des alternances décimétriques de couches plus ou moins calcaires aux limites graduelles.

Les tendances évolutives générales des faciès cycliques sont les mêmes dans les trois bassins (fig. 6) :

- un mégacycle éocrétaqué limité par deux formations calcaires correspondant, l'une au Berriasien, l'autre au Barrémo-Bédoulien ;
- une série autochtone alternante calcaire-marne ;
- des intercalations allochtones de matériel siliciclastique et carbonaté.

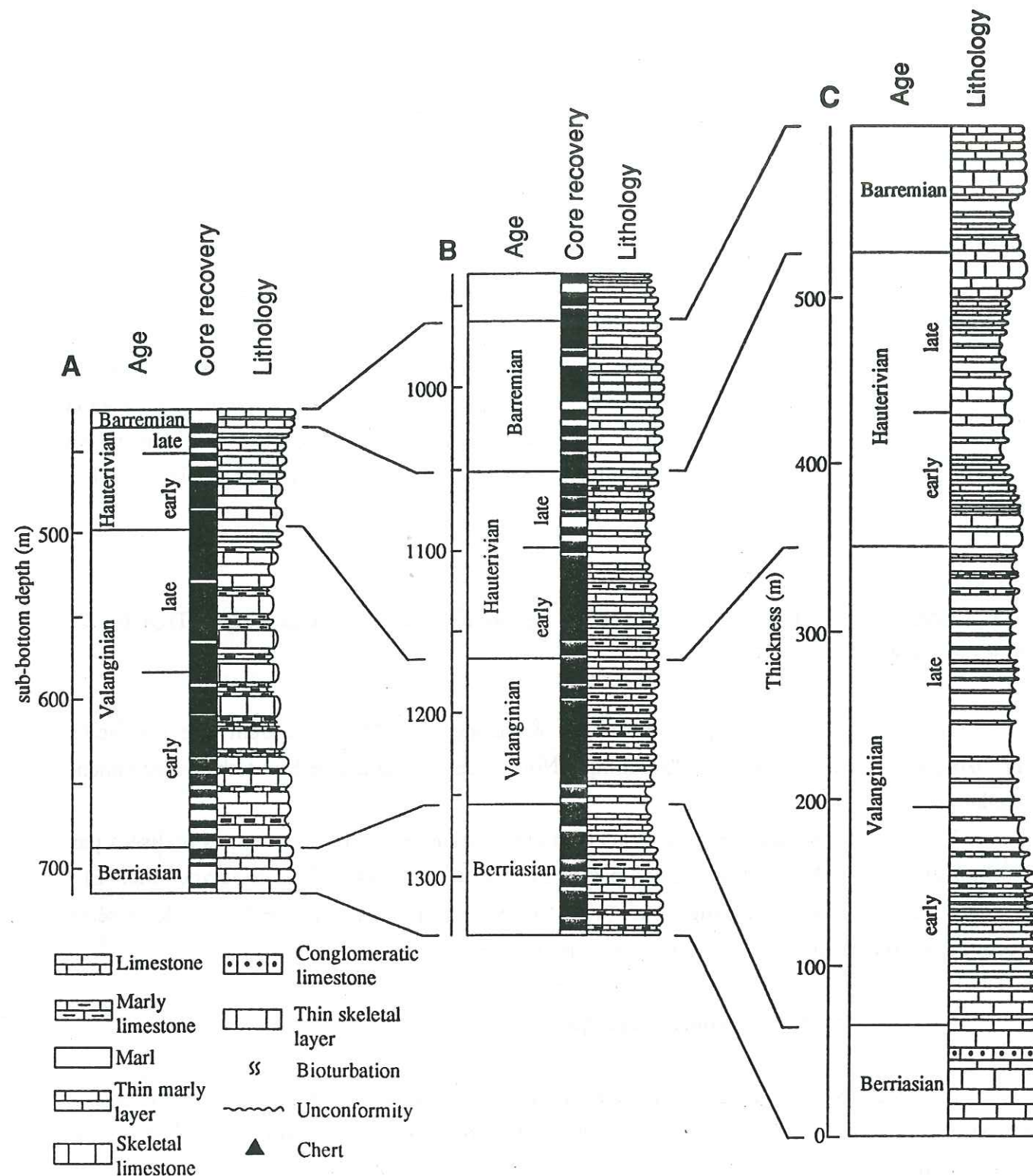


Fig. 6 - Séquences pélagiques cycliques des sites atlantiques et vocontien (d'après Cotillon & Rio, 1984a, modifié). A : Golfe du Mexique (sites 535 & 540). B : bassin de Blake-Bahama, Atlantique central (site 534). C : bassin vocontien (succession d'Angles-Vergons).

Les principales différences observées entre ces sites sont les suivantes :

1 - dans les séquences vocontiennes, marnes et calcaires sont bioturbés alors que dans les sites atlantiques, seuls les calcaires clairs le sont ; les facies plus marneux sont laminés ;

2 - la microfaune est plus abondante dans la succession vocontienne ;

3 - les cycles banc-interbanc sont plus épais dans la succession d'Angles-Vergons que dans les sites atlantiques.

Ces différences seraient le résultat : 1 - d'une plus grande profondeur de dépôt des successions alternantes atlantiques (entre 3300 et 3650 m pour le site 534 (Sheridan, 1983) et entre 1500 et 1700 m pour le site 535 (Cotillon & Rio, 1984 a et b)) par rapport à la profondeur du bassin vocontien (entre 500 et 1500 m) (Ferry, 1976) ; 2 - de la productivité carbonatée plus importante et d'une meilleure oxygénation des eaux océaniques profondes dans le bassin vocontien en raison de sa faible profondeur.

II-3b - A l'échelle de l'alternance élémentaire banc-interbanc

-1- Existence d'une corrélation entre la cyclicité lithologique, que traduisent les variations verticales des teneurs en CaCO_3 et les principaux composants biologiques, minéralogiques et géochimiques du sédiment pour les trois sites. Elle est résumée dans le tableau 1.

	calcaires	marnes
microfaune (Darmedru, 1982 ; Cotillon & Rio, 1984a ; Ogg et al., 1987)	assemblages spécialisés et faiblement diversifiés	espèces benthiques : (foraminifères)
nannoflore (Darmedru, 1982 ; Cotillon & Rio, 1984a ; Ogg et al., 1987)	espèces planctoniques : (radiolaires)	espèces benthiques : (foraminifères)
minéralogie (Cotillon et al., 1980 ; Cotillon & Rio, 1984a ; Robertson & Bliefnick, 1983)	nannoconidés essentiellement	coccolithophoridées essentiellement
isotopes de l'oxygène et du carbone (Cotillon & Rio, 1984a ; Ogg et al., 1987)	smectite	site vocontien : illite, kaolinite, chlorite sites atlantiques : illite, quartz détritique, mica
matière organique (Darmedru, 1982 ; Cotillon & Rio, 1984a ; Robertson & Bliefnick, 1983)	site vocontien : ^{12}C et ^{18}O sites atlantiques : ^{12}C , (^{13}C pour 535) et ^{16}O	site vocontien : ^{13}C et ^{16}O sites atlantiques : ^{13}C , (^{12}C pour 535) et ^{18}O
	débris de bois	forte concentration en matière organique

Tabl. 1 - Répartition des principaux composants dans les alternances vocontiennes et atlantiques.

MECANISMES DE FORMATION DES ALTERNANCES CALCAIRE-MARNE	ENVIRONNEMENT TYPE	EXEMPLES D'ALTERNANCES
1 - dilution périodique par du matériel terrigène L'alternance est dans ce cas causée principalement par des augmentations périodiques des apports terrigènes (cycles de dilution) en relation avec les variations climatiques, le couvert végétal et / ou le niveau marin. L'intercalation de tempestites et/ou turbidites distales carbonatées ou silicoclastiques est alors fréquente.	- plates-formes externes - parties profondes des rampes carbonatées - mers épicontinentales - plateaux marginaux	alternances tertiaires & quaternaires (période glaciaire) - bassins indien central de Madagascar de Crozet (Denis-Clochatti, 1982) - cône profond du Gange (Fang, 1987)
2 - fluctuation de la production de calcaire biogène L'accumulation de carbonates s'effectue au dessus de la lysocline. Les fluctuations de la teneur en CaCO ₃ reflètent dans ce cas des cycles de productivité. Cette productivité est sous l'étroite dépendance des apports en nutriments donc de la circulation océanique.	- mers marginales profondes - plateaux profonds - tous types d'environnements situés autour de plates-formes carbonatées isolées	alternances mésozoïques - Crétacé inférieur du bassin vocontien (SE France) (Cotillon <i>et al.</i> , 1980 ; Darmedru <i>et al.</i> , 1982 ; Cotillon, 1983, 1985, 1987 ; Cotillon & Rio, 1984 a et b) - Crétacé moyen d'Ombrie (Italie Centrale) (Arthur & Premoli-Silva, 1982 ; De Boer & Wonders, 1984 ; Herbert & Fischer, 1986 ; Premoli-Silva <i>et al.</i> , 1989) - Crétacé des sites océaniques DSDP 463 (Pacif. Central); 534 (Atl. Central) 535 et 540 (SE du Golfe du Mexique) (Ferry & Schaaf, 1981 ; Cotillon & Rio, 1984 a et b).
3 - dissolution cyclique des carbonates Les fluctuations périodiques de la teneur en carbonates correspondent alors à des cycles de dissolution causés principalement par les oscillations verticales de la lysocline.	- environnements pélagiques profonds situés entre la lysocline et la CCD	alternances néogènes & quaternaires - alternances néogènes de l'Atlantique sites DSDP 366 (Atl. équat.) 362 (Atl. sud) (Dean & Gardner, 1986 ; Diesler-Haass, 1988) - alternances pleistocènes du Pacif. équat. sites DSDP 572A et C, 537A et 574 (Farrell & Prell, 1991)

Tabl. 2 - Principaux facteurs de contrôle de la teneur en carbonate de calcium dans les sédiments marins, environnements associés et exemples d'études.

-2- Possibilité d'une caractérisation des cycles alternants par deux paramètres principaux :

- l'épaisseur, mesurée entre les bases de deux interbanes successifs. Ces séquences de plus de 10 cm, dotées de composants lithologiques bien différenciés, sont appelées **cycles majeurs**. Des séquences de plus de 5 cm, contenues dans les précédentes et où les variations calcimétriques sont faibles, déterminent des **cycles mineurs**. Ces cycles mineurs ont été mis en évidence uniquement dans les sites atlantiques.

L'évolution de l'épaisseur des cycles est exprimée par des cyclogrammes (Cotillon & Rio, 1984 a et b). Ils permettent des corrélations stratigraphiques entre les trois sites. Cette méthode a permis de déceler une lacune de l'Hauterivien supérieur au site 535, mais également de préciser la chronostratigraphie du site.

- la fréquence, qui correspond au nombre de cycles comptés à l'intérieur d'une carotte, dont la longueur est de 9,5 m en général.

Cotillon (1987) montre que l'évolution dans le temps de la fréquence moyenne des cycles mineurs est semblable pour les sites atlantiques étudiés mais également pour d'autres sites répartis dans l'Atlantique Nord (sites DSDP 386, 387, 370, 398), dans l'Atlantique Sud (sites DSDP 363, 364, 511) et dans le Pacifique Central (site DSDP 167).

III - ORIGINE DES ALTERNANCES CALCAIRE-MARNE

Pour produire des carbonates pélagiques, le taux de dépôt de carbonate d'origine planctonique doit être trois à quatre fois supérieur aux apports terrigènes provenant des plates-formes (Seibold, 1952 ; Einsele & Ricken, 1991).

Les mécanismes proposés pour expliquer la formation des alternances calcaire-marne autochtones et les environnements particuliers qu'ils impliquent sont résumés dans le tableau 2. Ces trois mécanismes accordent aux dépôts alternants une origine primaire. L'origine diagénétique a été envisagée dans le cas de certains cycles mineurs (Hallam, 1986 ; Raiswell, 1988) mais également pour les sédiments pélagiques dépourvus de calcaire biogène (Walther, 1982 ; Ricken, 1986).

L'universalité des mécanismes invoqués permet de suggérer l'hypothèse d'un **contrôle global** des rythmes sédimentaires. Les fluctuations de ces processus sont en effet contrôlées par des facteurs externes tel que le climat, le niveau des mers et la tectonique. Pour les fluctuations à court terme (10 000 à 100 000 ans) le climat est probablement la variable la plus importante permettant de produire des variations graduelles et régulières dans la composition du sédiment. Dans cette bande de fréquence, les variations du niveau des mers causées par le glacioeustatisme, peuvent provoquer des changements significatifs dans la nature du sédiment ; ce facteur est important pour les périodes glaciaires. Pour les fluctuations à long terme (de l'ordre de 1 à 100 millions d'années), le mouvement des plaques, la morphologie des bassins océaniques, l'orogénèse... sont des facteurs possibles.

alternances étudiées	mécanisme(s) de formation de l'alternance banc-interbanc	facteur(s) de contrôle
ALTERNANCES VOCONTIENNES	cycles de productivité carbonatée et cycles d'apports terrigènes (Cotillon, 1985 ; Cotillon & Rio, 1984 a et b)	<p>contrôle climatique dominant</p> <p>(Cotillon <i>et al.</i>, 1979 et 1980 ; Darmedru, 1982, 1983 et 1984 ; Darmedru <i>et al.</i>, 1982 ; Ferry, 1991 ; Ferry <i>et al.</i>, 1980)</p> <p>A - La première interprétation proposée par Darmedru (1982, 1983 et 1984) suggère que les changements de productivité sont liés à des variations climatiques cycliques avec alternance de deux périodes climatiquement contrastées:</p> <ul style="list-style-type: none"> -1- des périodes pluvieuses et fraîches, favorisant les érosions continentales, l'exportation massive de produits solubles et dissous dans des eaux marines bien brassées, très fertiles en surface (dépot de couches calcaires); -2- des périodes sèches et plus chaudes, avec un ralentissement du flux d'apports terrigènes et nutritifs dans les eaux marines peu renouvelées, suboxiques et peu fertiles en production planctonique calcaire (dépot de couches marneuses). <p>B - La deuxième interprétation est celle de Ferry (1991) qui admet une correspondance entre les cycles carbonatés vocontiens et les cycles océaniques quaternaires de type atlantique:</p> <ul style="list-style-type: none"> -1- la période chaude de l'interglaciaire correspondant à un haut niveau marin est marquée par le dépot des boues calcaires; -2- la période froide de l'intervalle glaciaire correspondant à un bas niveau marin est marquée par le dépot des argiles.
ALTERNANCES DU SITE 534 DSDP	1- Les alternances de bancs clairs pauvres en matière organique et d'interbancs sombres riches en matière organique sont contrôlées par les variations des apports en matière organique terrigène. La diagénèse augmente secondairement le contraste calcaire-marne. 2- Les laminations fines observées dans les différents facies sont causées par des pulsations de la productivité résultant de variations dans l'activité des "upwellings" (Robertson & Bliefnick, 1983).	<p>contrôle climatique dominant</p> <p>Les fluctuations des apports de la matière organique terrigène sont attribuées à des changements climatiques cycliques affectant le continent:</p> <ul style="list-style-type: none"> -1- des périodes humides favorisent le développement de la végétation sur le continent et par conséquent l'augmentation des apports organiques dans les eaux océaniques; la teneur en oxygène dissous des eaux profondes diminue et le carbone organique est préservé dans les sédiments (dépot des marnes); -2- des périodes sèches durant lesquelles les apports organiques sont réduits; les eaux océaniques profondes restent bien oxygénées permettant le développement d'une flore riche et diversifiée (dépot des calcaires) (Robertson & Bliefnick, 1983).
ALTERNANCES DU SITE 535 DSDP	cycles de productivité carbonatée et cycles d'apports terrigènes (Cotillon, 1985 ; Cotillon & Rio, 1984 a et b)	<p>contrôle climatique dominant</p> <p>Succession de deux régimes climatiques différents:</p> <ul style="list-style-type: none"> -1 des périodes humides avec des eaux marines bien brassées, bien oxygénées très fertiles en surface (dépot des calcaires bioturbés); -2- des périodes sèches avec des eaux peu fertiles, une stratification des corps d'eau océaniques et un appauvrissement en oxygène des couches profondes (voir une anoxie temporaire) (dépot des marnes laminées) (Cotillon, 1985 ; Cotillon & Rio, 1984 a et b).

Tabl. 3 - Modèles proposés pour la formation des alternances vocontiennes et atlantiques.

Origine des alternances vocontiennes et atlantiques

L'importance de l'extension géographique des cycles (majeurs et mineurs) ainsi que la répartition non aléatoire des différents composants exclut les mécanismes d'origine gravitaire ou diagénétique pour expliquer l'origine des cycles calcaire-marne (Cotillon & Rio, 1984 a et b ; Cotillon, 1987).

Les corrélations stratigraphiques transthysiennes très fines, basées sur la cyclicité, confirment la théorie d'un contrôle global de ces alternances (Cotillon, 1987).

Les différents modèles (mécanismes et facteurs de contrôle) proposés pour expliquer la formation des alternances étudiées sont illustrés dans le tableau 3.

Les différents auteurs montrent que les alternances marno-calcaires vocontiennes et atlantiques résultent essentiellement d'une **variation de la production biologique du carbonate dans les eaux de surface** (avec pour le site 534, combinaison des variations de la productivité de surface et de l'apport de matière organique d'origine terrestre). La productivité carbonatée dépend de la fertilité des eaux superficielles conditionnée par l'apport en nutriments, soit des eaux profondes ("upwellings"), soit du continent le plus proche. Ces apports sont sous la dépendance d'un facteur pouvant agir à la fois sur le continent et sur la masse des eaux marines, c'est à dire du climat.

Sur les continents, les variations climatiques affectent la température, la vitesse du vent, le rapport précipitation-évaporation et la formation de glace ; ces différents facteurs conditionnent à leur tour le flux de matériel terrigène, de produits solubles et dissous arrivant dans les mers ainsi que les apports en eaux douces susceptibles de conduire à une stratification plus ou moins poussée des eaux océaniques.

Dans les domaines de plate-forme et de bassin les changements climatiques sont enregistrés par la température, la distribution et le brassage des masses d'eaux, la vitesse de circulation océanique, les apports et le recyclage des nutriments, la production de carbonate et de matière organique, l'apport d'oxygène dans les eaux profondes, la dissolution du carbonate...

La variation de la productivité en carbonates à l'échelle du couple élémentaire calcaire-marne, reflète donc une alternance de régimes climatiques différents. Nous voyons avec l'exemple des alternances vocontiennes, pour lesquelles plusieurs hypothèses, parfois radicalement opposées, sont avancées, que l'interprétation paléoclimatique du rythme élémentaire banc-interbanc n'est pas aisée.

Les nannofossiles sont les principaux producteurs de carbonate. L'accumulation des débris de la nannoflore (nannoconidés and coccolithophoridées) représente en effet l'essentiel de la micrite dans les bancs calcaires et dans la phase carbonatée des interbancs marneux (Cotillon 1985).

L'abondance et la diversité des coccolithophoridées, uniques représentants du

nannoplancton calcaire actuel, sont principalement contrôlées par les facteurs physico-chimiques des eaux océaniques tels que la température, la concentration en sels nutritifs et (ou) la salinité (Tappan, 1980). Ils constituent donc d'excellents enregistreurs des variations climatiques.

Au Crétacé inférieur, on retrouve partout, dans la Téthys, l'Atlantique et le Pacifique, un antagonisme de nannofaciès entre banc et interbanc : bancs à *Nannoconus* dominants et interbanc à coccolithes (Noël, 1968 ; Ferry *et al.*, 1980). Les nannoconidés sont des micro-organismes qui ont proliféré pendant tout le Jurassique terminal et le Crétacé inférieur puis ont disparu à la fin du Crétacé supérieur. Comme aucune espèce actuelle ne leur ressemble, Busson & Noël (1991) les ont rapproché des dinoflagellés calcaires. Toutefois, leur affiliation biologique, et donc leurs affinités paléocéologiques ne sont à l'heure actuelle pas encore bien comprises.

La variation de composition du nannoplancton entre calcaire et marne exprime donc certainement un changement de productivité lié à des variations climatiques cycliques, mais la signification climatique du dépôt d'une couche marneuse à coccolithe ou d'une couche calcaire à *Nannoconus* reste à démontrer.

La deuxième interprétation proposée (Ferry, 1991) est fondée sur la ressemblance des alternances mésozoïques vocontiennes avec les alternances quaternaires de type atlantique. Cette comparaison reste délicate pour différentes raisons :

1- les alternances quaternaires rencontrées dans les principaux océans (Atlantique, Pacifique, Océan Indien) durant la succession des périodes glaciaire-interglaciaire, enregistrent plutôt des cycles de dissolution et de préservation du carbonate de calcium que des cycles de productivité ;

2- la préservation du carbonate de calcium dans l'Atlantique, est déphasée dans le temps par rapport à celle observée dans le Pacifique et l'Océan Indien :

- dans l'Atlantique, les plus fortes teneurs en carbonate sont observées durant les périodes interglaciaires alors que pendant les périodes glaciaires, le carbonate de calcium est dissous (Berger, 1977 ; Curry & Lohmann, 1986 ; Damuth, 1975 ; Gardner, 1975 ; Volat *et al.*, 1980) ;

- dans le Pacifique équatorial, les pics carbonatés correspondent aux périodes glaciaires (Archer, 1991 ; Berger, 1977 ; Farrell & Prell, 1991 ; Olausson, 1965 ; Volat *et al.*, 1980) ;

- dans l'Océan Indien, la production carbonatée prédomine pendant les périodes glaciaires, voire même à la transition glaciaire-interglaciaire (Divakar Naidu *et al.*, 1993 ; Oba, 1969 ; Peterson & Prell, 1985).

Dans ces trois cas, les fluctuations de la teneur en carbonate de calcium sont contrôlées principalement par l'acidité des eaux et par les circulations océaniques profondes. Le jeu de ces deux facteurs, qui dépend du système océanique considéré, paraît responsable du déphasage de la réponse carbonatée entre les océans.

Nous voyons, avec ces exemples, que la production carbonatée est régie au Quaternaire, par des phénomènes très complexes et difficilement transposables aux périodes plus anciennes.

PREMIERE PARTIE :

CONTROLE ASTRONOMIQUE DE LA SEDIMENTATION CARBONATEE DU BASSIN VOCONTIEN (CRETACE INFERIEUR, SUD-EST FRANCE)

Les alternances calcaire-marne d'âge crétacé inférieur du bassin vocontien, représentent un bel exemple de cycles de productivité carbonatée (voir chapitre introduction) ; elles sont donc choisies comme cadre d'étude des fluctuations cycliques de la teneur en carbonate de calcium et de leurs relations avec les variations cycliques des paramètres orbitaux.

Au cours de cette étude, nous traiterons de cinq points importants :

- 1- existe-t-il dans la série vocontienne des cycles carbonatés et quelles sont leurs périodicités ?
- 2- les variations des paramètres astronomiques sont-elles responsables des cycles observés ?
- 3- si tel est le cas, quel est le paramètre le plus important ?
- 4- est-t-il possible d'utiliser les périodicités enregistrées comme référentiel pour affiner l'échelle des temps géologiques pour le Crétacé inférieur ?
- 5- quelles sont les significations paléoclimatique, paléocéanographique, paléogéographique de ces cyclicités ?

Cette première partie contient deux chapitres.

- Le premier chapitre, théorique, est consacré aux généralités et méthodes d'étude concernant le contrôle astronomique des paléoclimats et des cycles sédimentaires.

- Le deuxième chapitre est l'application à la sédimentation carbonatée d'une série pélagique d'âge crétacé inférieur du bassin vocontien (Sud-Est France).

CHAPITRE 1 :

CONTROLE ASTRONOMIQUE DES PALEOCLIMATS ET CYCLES SEDIMENTAIRES :
GENERALITES ET METHODES D'ETUDE

L'universalité des mécanismes invoqués précédemment dans la formation des alternances suggère l'unicité du contrôle. Le pionnier dans ce domaine est Gilbert en 1895 qui, observant les alternances calcaire-marne de la Green River au Colorado, en déduit que ces rythmes sont certainement liés aux variations de l'orbite terrestre par l'intermédiaire des fluctuations climatiques qu'elles induisent.

Les nombreuses études de séries sédimentaires alternantes réalisées depuis, sur des sites en mer (programmes DSDP et ODP (Ocean Drilling Project)) ou à terre, montrent que les climats anté-quaternaires (y compris ceux pendant lesquels les glaciations étaient probablement absentes) sont dominés par des signaux dont les durées sont de l'ordre de 10 000 à 1 000 000 d'années, c'est à dire dans la gamme des périodes astronomiques fondamentales (Berger, 1989).

Depuis la tentative de Gilbert, l'utilisation des cycles sédimentaires réguliers comme "horloge interne" est à l'origine d'une nouvelle discipline : la **cyclostratigraphie**, terme proposé par House (1985) pour définir la stratigraphie basée sur la reconnaissance des cycles orbitaux. Si les cycles orbitaux enregistrés dans les sédiments sont correctement identifiés, ils permettent de mesurer le temps avec une résolution une à deux fois supérieure à celle obtenue par les méthodes stratigraphiques conventionnelles et sur lesquelles sont fondées toutes les échelles chronologiques (Herbert, 1992).

I- GENERALITES

I-1 - HISTORIQUE

L'idée que des variations cycliques dans la nature de l'orbite terrestre engendrent des fluctuations climatiques est apparue très tôt. Dès 1842, Adhémar, mathématicien français, suggère que les glaciations quaternaires pourraient être contrôlées astronomiquement. Les idées d'Adhémar sont reprises en 1875 par Croll qui présente les premiers arguments crédibles pour expliquer les variations à long terme du climat de la terre ; pour lui, la conjonction d'un long hiver froid et d'un été court et chaud fournit les conditions les plus favorables pour une glaciation. Dans les premières décennies du vingtième siècle la théorie de Croll est rejetée par Spitaler (1921) qui adopte une vue opposée du problème, à savoir : un été long et froid suivi d'un hiver court et chaud sont les conditions requises pour le développement des glaces. La diminution de chaleur durant les six mois d'été, facteur décisif dans la formation des glaces, est également avancée par d'autres scientifiques à peu près au même moment. Cependant, aucune théorie astronomique complète n'est encore formulée. Milankovitch entre 1920 et 1941 est le premier à présenter une théorie astronomique des climats avec des calculs détaillés des variations de l'insolation.

Entre les années 1950 et 1970, le modèle de Milankovitch est largement controversé par les climatologues. Milankovitch suggérait en effet que le lien entre les variations orbitales et le volume des glaces était direct et qu'une succession d'étés froids suffisait pour engendrer les glaciations.

Les climatologues pensent au contraire que les changements d'insolation observés pendant les six mois d'étés décrits par Milankovitch, sont trop faibles pour modifier le climat de façon radicale et entraîner des variations de température aboutissant à une glaciation (Berger, 1992 ; Laskar, 1993).

Les progrès effectués dans différents domaines de la géologie avec le développement des techniques radiométriques et paléomagnétiques de datation, l'usage généralisé des ordinateurs et la réalisation de modèles astronomiques et climatiques vont contribuer au renouveau de la théorie de Milankovitch auquel on assiste ces dernières années (Fischer *et al.*, 1990).

Ainsi, pour la période du Quaternaire, les études démontrant la sensibilité du système climatique et océanique au forçage orbital, se sont multipliées. Les géologues marins ont pour une grande part contribué à prouver ce lien, grâce à l'étude détaillée de l'enregistrement isotopique fourni par les sédiments marins pour le Pléistocène. Ils montrent en particulier que le $\delta^{18}\text{O}$ interprété initialement comme un témoin des variations de température de l'eau de mer, fournit un enregistrement très sensible des variations du volume des glaces (Shackleton & Odyke, 1973).

L'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ peut ainsi être utilisé pour tester la validité de la théorie astronomique. En 1976, Hays et ses collaborateurs mettent en évidence à partir de l'analyse spectrale d'indicateurs sensibles au climat (en particulier le $\delta^{18}\text{O}$ de tests de foraminifères) des composantes périodiques significatives.

En 1978, l'astronome Berger présente un modèle astronomique supposé fiable pour au moins 1 500 000 d'années. Les résultats issus des calculs des variations des paramètres orbitaux (précession, obliquité et excentricité) confirment les périodicités significatives décelées par Hays *et al.*

Depuis, de nombreux autres travaux sont venus confirmer l'hypothèse du contrôle astronomique des climats pour le Quaternaire. Des progrès restent néanmoins à faire ; les mécanismes de ce contrôle et en particulier la façon dont ils influencent précisément le climat ne sont pas encore clairement connus.

I-2 - LA THEORIE ASTRONOMIQUE DES CLIMATS

I-2a - Introduction

Les études d'enregistrements sédimentaires disponibles pour la période géologique la mieux documentée : le Quaternaire, nous ont appris que, au moins sur 1 000 000 d'années le climat de la terre oscille de façon périodique. Ainsi, dans la succession des âges glaciaires et interglaciaires, les interglaciaires chauds se retrouvent tous les 100 000 ans ; des périodes voisines de 40 000 et 20 000 ans apparaissent aussi dans la reconstitution des climats (Lorius, 1991).

Ces oscillations ont des périodes beaucoup trop courtes pour être liées à la dynamique interne de la terre. Il est alors nécessaire de les expliquer par des variations du budget énergétique de l'ensemble du système fortement interactif constitué par l'atmosphère, l'océan et les grands

glaciers. Ce budget peut être modifié soit 1) parce que le soleil n'émet pas toujours la même quantité de rayonnement, 2) parce que la terre n'intercepte pas la même fraction de l'énergie rayonnée par le soleil. La première hypothèse est écartée car les physiciens stellaires n'ont pas trouvé de mécanismes susceptibles de provoquer des variations quasipériodiques de l'énergie émise par une étoile semblable au soleil à l'échelle de la dizaine ou de la centaine de millénaires (Duplessy & Morel, 1990).

La deuxième hypothèse est à l'origine de la théorie astronomique des paléoclimats : la succession des âges glaciaires et interglaciaires est gouvernée par les variations de l'insolation liées aux caractéristiques périodiques de l'orbite de la terre autour du soleil et aux mouvements de son axe de rotation. Cette théorie a pour but l'étude des relations entre l'insolation et le climat à une échelle globale. Quatre éléments sont considérés dans ce modèle : les paramètres orbitaux, l'insolation, le modèle climatique et les données géologiques (Berger, 1988).

I-2b - Les paramètres orbitaux (fig. 7)

- La terre décrit dans l'espace une ellipse dont le soleil occupe l'un des foyers. Cette ellipse se déplace et se déforme ; elle tourne très lentement par rapport à des étoiles fixes. Son **excentricité** (mesure du degré d'aplatissement de l'ellipse) varie depuis une valeur minimum, proche de 0 (configuration presque circulaire) à une valeur maximum proche de 0,06. Cette variation présente une pseudo périodicité de l'ordre de 100 000 ans (Berger, 1977, 1978).

- L'axe de rotation de la terre est incliné par rapport à la normale au plan de l'écliptique, plan dans lequel la terre tourne autour du soleil (fig. 8). Cette inclinaison appelée **obliquité** (par les astronomes) varie entre 22 et 24°5 avec une quasi périodicité de 41 000 ans (Berger, 1977, 1978). L'obliquité est aussi la cause de l'existence des cercles polaires, à l'intérieur desquels les jours et les nuits durent environ 6 mois.

- La terre ne conserve pas une direction fixe dans l'espace. Cette dérive résulte du fait que la terre n'est pas parfaitement sphérique mais forme un ellipsoïde, déformé à cause de l'activité tectonique. Cette forme ellipsoïdale due à la rotation de la terre sur elle-même et à la force centrifuge crée ce que l'on appelle le **bourrelet équatorial** de la terre (fig. 7). L'attraction gravitationnelle exercée par le soleil et la lune sur ce bourrelet provoque une rotation de l'axe terrestre qui décrit alors un cône autour de la direction perpendiculaire au plan de l'écliptique. Ce mouvement appelé **précession axiale** s'effectue lentement (l'axe reprend la même position tous les 21 000 ans en moyenne) et conduit au déplacement des équinoxes au cours du temps (Berger, 1977, 1978) (fig. 9).

Ces paramètres provoquent des variations dans la distribution spatiale de l'énergie solaire qui atteint la surface de la terre ; ils influencent ainsi la distribution des zones climatiques et la variation de réception de l'énergie solaire à certaines latitudes sur une année (Berger, 1978 ; Berger *et al.*, 1984 ; Hays *et al.*, 1976).

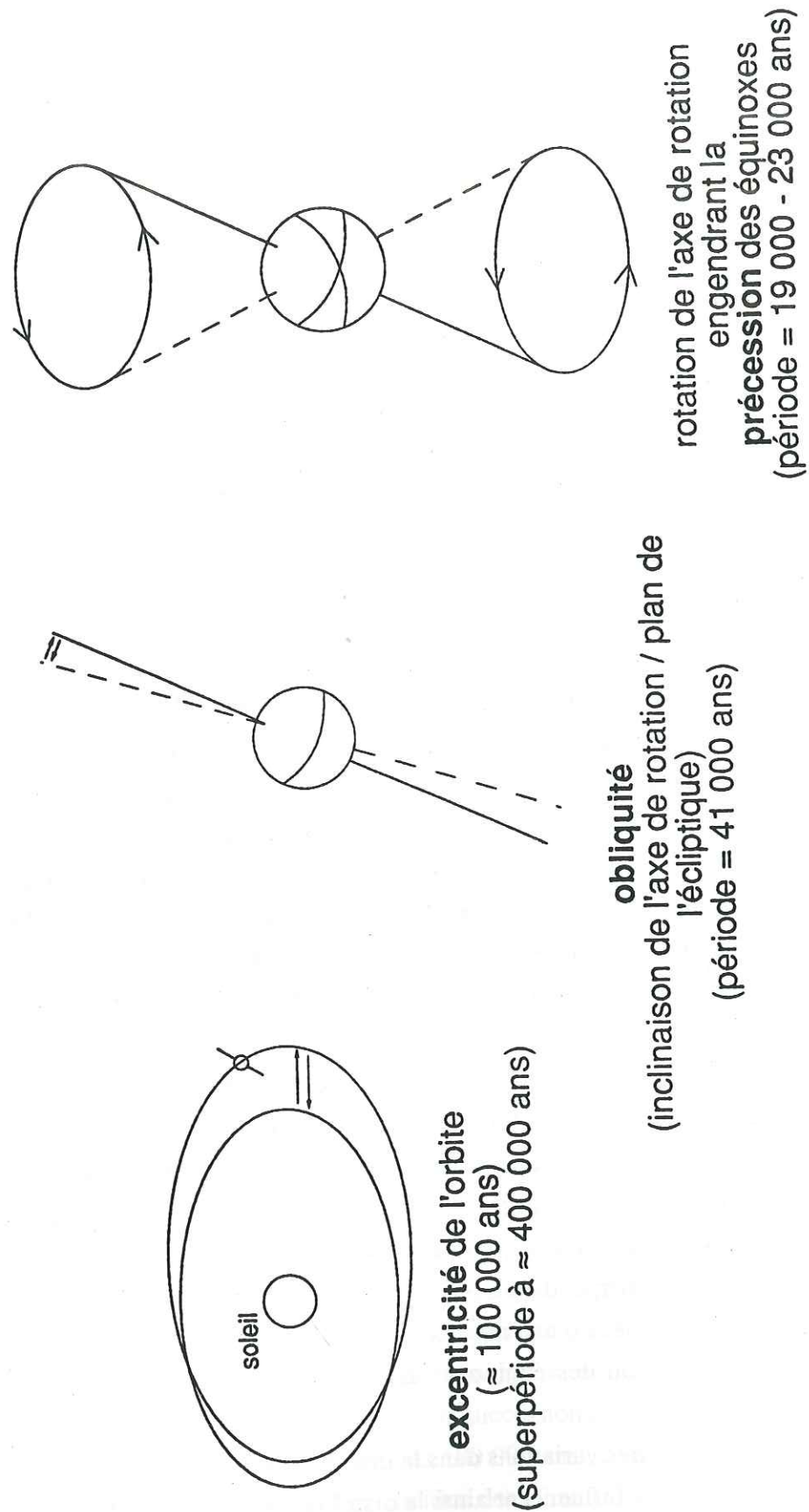


Fig. 7 - Représentation schématique des paramètres astronomiques influençant le climat de la terre (d'après De Boer, 1983).

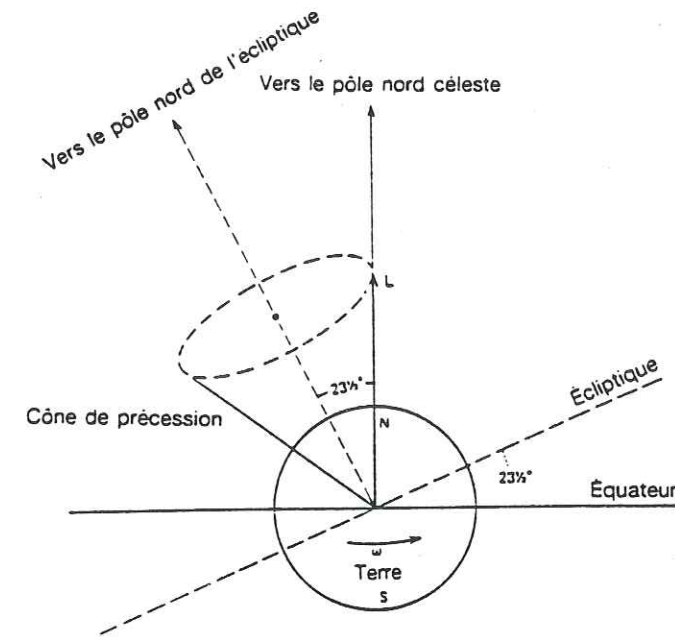


Fig. 8 - Représentation schématique de l'obliquité de l'écliptique, c'est à dire l'inclinaison de l'axe de la terre ou l'angle entre le plan équatorial et l'écliptique ou plan orbital (Berger, 1992).

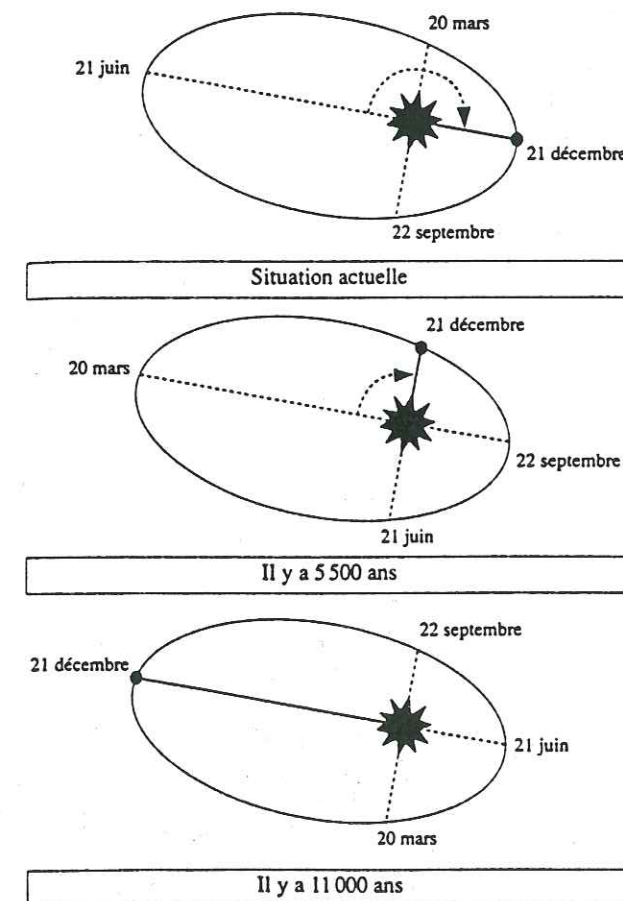


Fig. 9 - Position des solstices et des équinoxes sur l'écliptique (d'après Imbrie & Imbrie, 1979). Il y a 5 500 ans, la terre était au plus près du soleil en automne; il y a 11 000 ans, c'est pendant l'été que la terre approchait du périhélie.

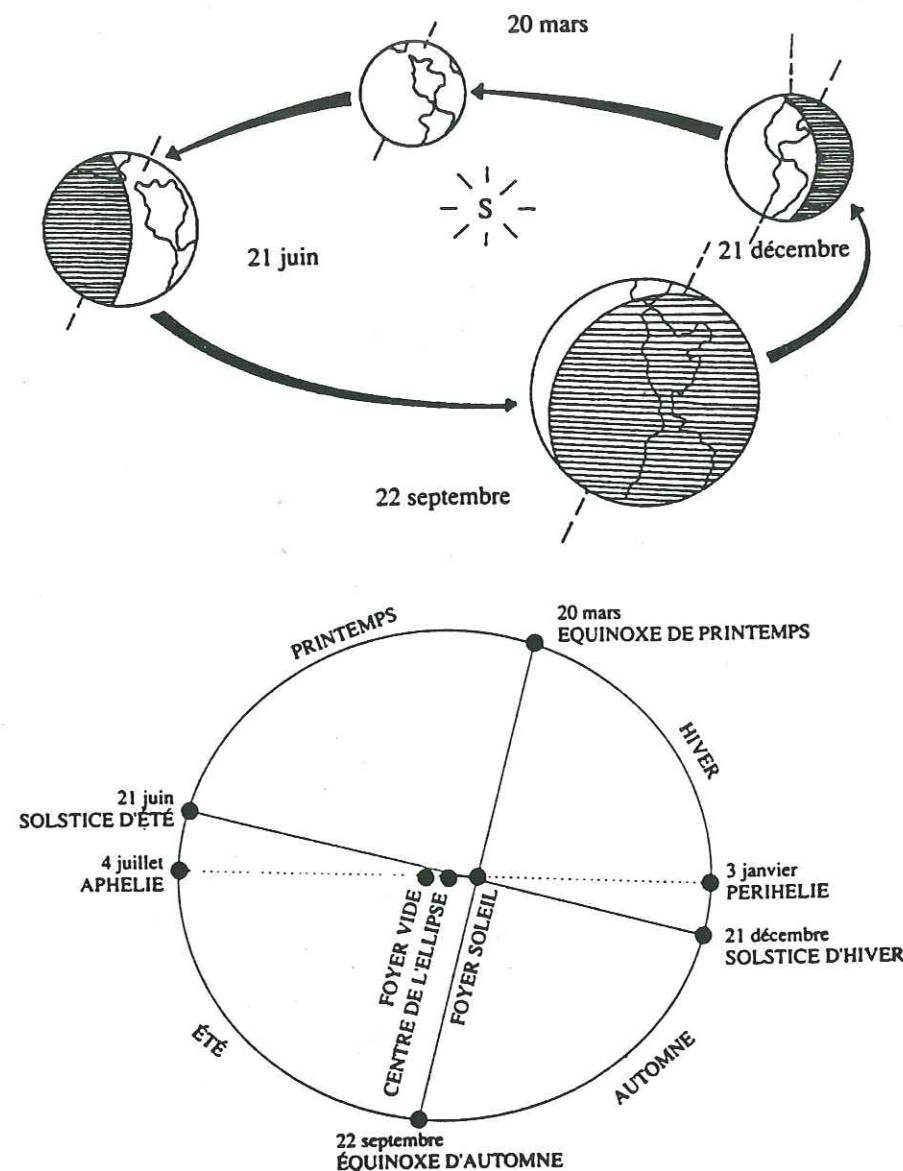


Fig. 10 - L'orbite terrestre (écliptique) et la marche des saisons, (d'après Imbrie & Imbrie, 1979).

I-2c - Influence des paramètres astronomiques sur l'évolution du climat terrestre

- Influence de la précession des équinoxes

Une conséquence importante du mouvement de précession est de changer la relation existant entre la variation annuelle de la distance de la terre au soleil et le cycle des saisons (fig. 9).

La terre est au point de sa trajectoire le plus rapproché du soleil (périhélie) pendant l'hiver boréal et au point le plus éloigné (aphélie) pendant l'été. La précession des équinoxes modifie donc la répartition de l'insolation en un lieu de la terre au cours de l'année. Cette différence d'éloignement diminue le contraste des saisons dans l'hémisphère Nord alors qu'elle l'accroît dans l'hémisphère Sud.

- L'inclinaison de l'axe de la terre et le climat

L'inclinaison restant pratiquement constante au fil des ans, le rayonnement émis par le soleil est intercepté de manière différente au fil des mois, causant ainsi la succession des saisons (fig. 10).

Quand le pôle nord pointe vers le soleil, l'hémisphère Nord reçoit un maximum d'énergie ce qui correspond à l'été boréal. 6 mois plus tard, c'est le pôle sud qui pointe vers le soleil ; le pôle nord est alors plongé dans la longue nuit d'hiver tandis que l'hémisphère austral bénéficie de conditions estivales.

L'influence de l'attraction gravitationnelle des autres planètes sur la terre se manifeste également par une variation de l'axe de rotation terrestre. Considérée sur plusieurs millions d'années l'inclinaison passe par des minima et des maxima, mais ces variations restent toujours comprises entre 22° et $24^\circ 5'$. En l'absence de lune, la terre présenterait des variations d'obliquité bien supérieures aux valeurs précédentes de telle sorte que son climat serait profondément modifié (Laskar *et al.*, 1993). La lune apparaît donc comme un régulateur potentiel du climat terrestre.

L'influence des variations de l'inclinaison de la terre sur le climat se fait surtout sentir aux hautes latitudes (Berger, 1977 ; Ruddiman & McIntyre, 1984) puisque le flux d'énergie arrivant sur le sol dépend de l'angle d'incidence des rayons solaires. Plus l'inclinaison est forte, plus l'énergie solaire reçue en haute latitude est importante pendant l'été.

Les variations de l'inclinaison et de la précession changent la répartition saisonnière de l'énergie totale interceptée par la terre aux différentes latitudes. Elles ne modifient pas cette énergie totale.

- Climat et excentricité de l'écliptique

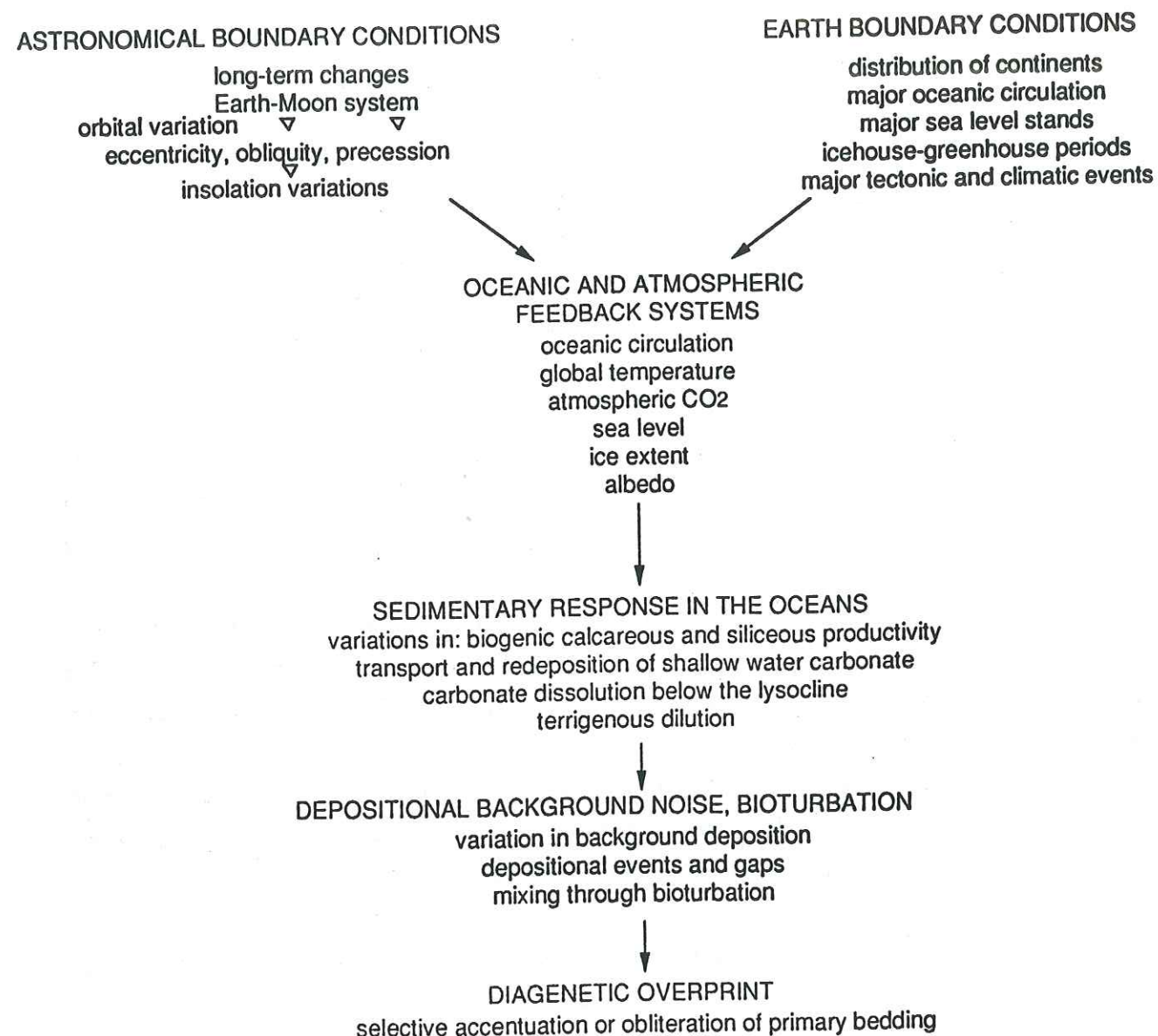


Fig. 11 - Principaux processus de contrôle de la sédimentation rythmique (d'après Einsele & Ricken, 1991).

La valeur actuelle de l'excentricité de l'ellipse bien que faible (0,017) suffit pour changer la quantité de chaleur reçue à la surface de la terre entre le périhélie et l'aphélie (Laskar, 1993), ce qui se traduit par une variation de la température moyenne du globe de quelques dizaines de degrés. Cependant, cette perturbation du budget énergétique ainsi que les effets des fluctuations des paramètres astronomiques forment un ensemble qui est considéré actuellement comme la cause première de la succession quasi périodique des glaciations de la terre (Imbrie & Imbrie, 1980).

I-2d - Amplification du signal astronomique

L'enregistrement sédimentaire des variations orbitales constitue le dernier maillon d'une chaîne de processus complexes opérant dans le système soleil-terre-lune (fig. 11). Des interactions compliquées existent entre les différents systèmes impliqués, et ce sont ces interactions qui permettront d'observer un signal sédimentaire. En effet, les variations des paramètres orbitaux seules, ne peuvent modifier de façon drastique l'insolation et n'ont donc qu'un petit effet sur les saisons (Berger, 1978). Ces changements sont si faibles qu'ils n'ont aucune influence sur la sédimentation. Pour être enregistré, le signal astronomique doit être "amplifié" par des mécanismes "feed-back" (rétroactions) qui sont maintenant assez bien compris pour le Pleistocène. Les principales composantes qui participent à ces rétroactions sont inhérentes au système atmosphère-climat ; ce sont : l'océan, la couverture de neige et de glace de mer, la biosphère, l'eau du sol, les nuages et la vapeur d'eau atmosphérique (Berger, 1992). Cette dernière composante constitue un exemple de rétroaction positive très important dans le système climatique : lorsque la température augmente, l'évaporation des océans est plus importante et l'atmosphère contient alors plus de vapeur d'eau. La vapeur d'eau constituant le gaz à effet de serre le plus puissant de l'atmosphère, son augmentation provoque une amplification du réchauffement initial. La tendance de départ (augmentation de la température) étant amplifiée, la rétroaction est dite positive (Berger, 1992). Ces "feed-back" sont plus prononcés à certaines latitudes et dans certains environnements sédimentaires ; ils varient également au cours des temps géologiques, en raison des changements qui vont affecter la distribution terres-océans, le niveau des mers, le couple climat-océans...(Einsele & Ricken, 1991).

I-3 - APPLICATION DU CONCEPT DE MILANKOVITCH : IDENTIFICATION DES CYCLES ORBITAUX DANS L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE

Les rythmes sédimentaires observés reflètent les fluctuations climatiques induites par les variations orbitales. L'identification des cycles orbitaux nécessite la prise en compte de deux paramètres fondamentaux : un **signal climatique** et le **facteur temps**.

Parameter	Example
% CaCO ₃	Herbert & Fischer, 1986
% Organic carbon	Weedon & Jenkyns, 1990
Si/Al	Herbert <i>et al.</i> , 1986
% Total salt	Williams, 1991
$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$	Ditchfield & Marshall, 1989
Fossil assemblage index	Cottle, 1989
Fossil abundance index	Cottle, 1989
Grain size	Van Echelpoel & Weedon, 1990
Magnetic inclination/declination	Napoleone & Ripepe, 1989
Magnetic susceptibility	Weedon <i>et al.</i> , (in preparation)
Bed thickness index	De Boer, 1982
Fischer plot	Read & Goldhammer, 1988
Rock type index	Schwarzacher, 1987a
Colour densitometry	Herbert & Fischer, 1986
Gamma ray log	Laferriere & Hattin, 1989

Tabl. 4 - Paramètres utilisés pour l'élaboration d'une série temporelle dans les séquences cycliques anciennes (d'après Weedon, 1993).

1- Il est nécessaire de disposer d'un enregistrement climatique (Foucault, 1992 ; Weedon, 1993). Cela revient à mesurer dans le sédiment une variable corrélée au climat et que Foucault (1992) nomme un **indicateur climatique**. Par exemple, le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates est souvent utilisé comme indicateur climatique car il est lié directement à la température de l'eau dans laquelle les carbonates ont précipité. Ainsi, la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ de tests de foraminifères planctoniques pour estimer la température des eaux superficielles des paléocéans est devenue une analyse classique pour les périodes de temps récentes.

Dans les séries anciennes, les paramètres paléoclimatiques utilisés ne sont que des indicateurs approximatifs, en raison du fait que leur signal est souvent perturbé par des phénomènes secondaires postérieurs au dépôt tels que la bioturbation, la dissolution et la diagenèse qui peuvent altérer les caractéristiques initiales du sédiment. Les indicateurs "paléoclimatiques" les plus utilisés dans les séries pélagiques anciennes sont indiqués dans le tableau 4.

2- Prouver l'existence des cycles orbitaux revient à retrouver dans les cycles sédimentaires observés les périodicités relatives aux paramètres de l'orbite terrestre ; il est donc nécessaire d'estimer la durée des cycles sédimentaires en unités de temps absolu. Les signaux climatiques que l'on extrait des sédiments sont fonction de la profondeur des dépôts et non du temps ; or la transformation d'une série stratigraphique en série temporelle s'accompagne souvent de nombreuses erreurs. En particulier, de nombreux facteurs tels que la présence de hiatus, les variations du taux de sédimentation, le degré de compaction, de bioturbation, etc, peuvent fausser la relation linéaire originelle entre le temps et l'épaisseur. L'épaisseur des strates donnera alors une image déformée de l'enregistrement temporel. Ces erreurs seront d'autant plus difficiles à détecter que la série stratigraphique en question sera plus ancienne (Schwarzacher, 1989 ; Herbert & D'Hondt, 1990) ; l'imprécision des échelles de temps absolu, l'absence de repères chronologiques seront autant de contraintes empêchant une estimation correcte de l'ampleur des différents processus cités précédemment.

- Revue des méthodes utilisées pour établir une **échelle de temps** dans les séries anté-quatérnaires

Approche directe :

- déterminations radiométriques directes à partir des séquences sédimentaires étudiées (Bralower *et al.*, 1990 ; Kennedy & Odin, 1982 ; Odin & Odin, 1990 ; Pringle, 1992). C'est une méthode fiable, malheureusement les minéraux utilisés pour ces datations sont concentrés dans des niveaux particuliers (horizons volcaniques), rares dans l'enregistrement sédimentaire (Fischer & Schwarzacher, 1984). Ce seront au mieux les limites d'étages qui seront reconnues. De plus, la précision des datations radiométriques diminue généralement avec l'augmentation de l'âge ; ainsi l'incertitude sur les limites des étages du Crétacé varie de un à plusieurs millions d'années.

- confrontation des données paléontologiques et magnétostratigraphiques de

la série sédimentaire étudiée avec les échelles géochronologiques établies par ailleurs (Herbert, 1992 ; Herbert & D'Hondt, 1990 ; Hilgen & Langereis, in Hilgen, 1991).

Approche indirecte : constitution d'une échelle de temps relative

- comptage de cycles dont la durée est supposée connue (Foucault, 1992), comme les varves (Bradley, 1929 ; Van Houten, 1964 ; Anderson, 1982, 1984 ; Olsen, 1986) ou les couples élémentaires calcaire-marne dont la période selon l'hypothèse paléoastronomique est égale à 21 000 ans, valeur actuelle de la précession (Clerc Renaud, 1988 ; De Boer, 1983 ; Goldhammer *et al.*, 1987 ; Rio *et al.*, 1989 ; Schwarzacher & Fischer, 1982) ; cette méthode présuppose l'existence d'un enregistrement de cycles orbitaux dans la série étudiée ;

- détermination du taux de sédimentation moyen entre deux points datés ; cela signifie que le taux de sédimentation est supposé constant entre ces deux points ; si ces points sont respectivement les limites inférieure et supérieure d'un étage, ce postulat est difficilement envisageable. L'échelle de temps basée sur le taux de sédimentation constant est surtout utilisée lorsque le signal étudié est constitué par des données géochimiques (Clerc Renaud, 1988 ; Ditchfield & Marshall, 1989 ; Foucault & Renard, 1987 ; Hart, 1987 ; Herbert & Fischer, 1986 ; Park & Herbert, 1987 ; Premoli Silva *et al.*, 1989 ; Schwarzacher & Fischer, 1982) ;

- comparaison des rapports entre les principales périodes orbitales (exemple : rapport des périodes actuelles de l'obliquité (41 000) et de la précession (21 000) qui est égal à 2 avec les rapports calculés entre les différentes périodes des cycles sédimentaires reconnus (Gale, 1989 ; Hays *et al.*, 1976 ; Huang *et al.*, 1993 ; Schwarzacher, 1987). Cette approche ne permet pas de connaître la durée des cycles identifiés mais seulement de savoir si ces cycles se trouvent dans la bande de fréquence des cycles orbitaux. Deux objections à l'emploi de cette méthode : 1) les nombreuses combinaisons possibles entre les cycles orbitaux peuvent donner dans certains cas des rapports peu différents ; il faudra alors que les rapports des longueurs d'ondes des cycles sédimentaires soient bien contraints (faible incertitude) (Algeo & Wilkinson, 1988) et 2) les rapports entre les périodes de cycles sédimentaires peuvent être altérés par la présence de hiatus (Weedon, 1989).

Le temps représente donc une contrainte importante dans l'identification des cycles orbitaux, non seulement pour établir une échelle chronologique mais également pour ce qui concerne les paramètres astronomiques eux mêmes et plus particulièrement l'évolution de leurs fréquences au cours des temps géologiques. En effet, en 1989, Laskar remet en question la stabilité de ces fréquences. Par le calcul, il montre que le mouvement du système solaire et spécialement celui des planètes internes est chaotique sur les 200 derniers millions d'années. De plus, il est impossible de calculer le mouvement exact du système solaire au delà de 100 millions d'années ; par conséquent, les solutions données sur 200 millions d'années, restent du domaine de l'hypothèse ou de la probabilité. L'autre conséquence fondamentale est que les fréquences du système planétaire ne sont pas des quantités fixes mais elles varient lentement au cours du temps. Des calculs astronomiques récents (Berger *et al.*, 1989) ont montré que, au cours du temps, les

l'obliquité et de la précession dépendaient du taux de rotation de la Terre et de sa distance à la Lune. Ces périodes ont été calculées pour les 450 derniers millions d'années (fig.12 et tabl. 5).

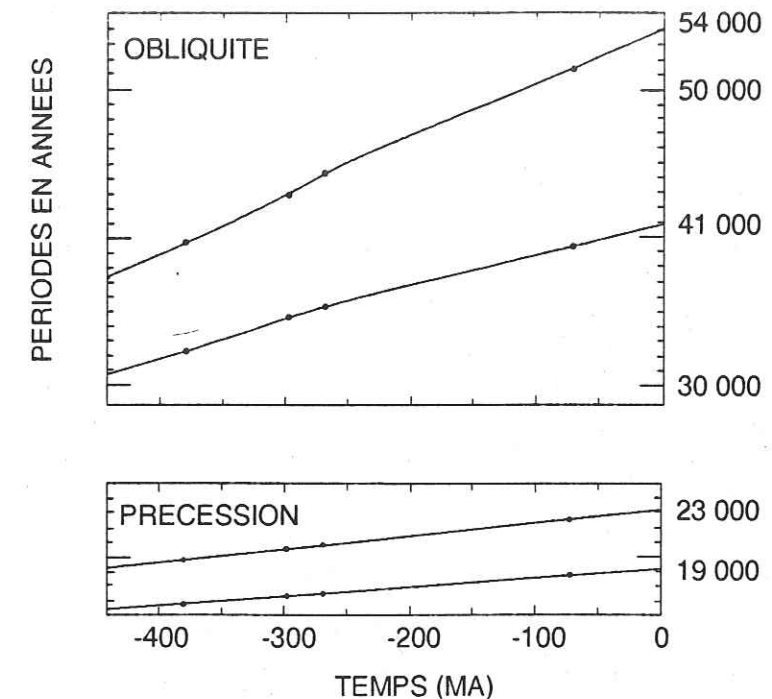


Fig. 12 - Evolution dans le temps de la durée des paramètres paléoclimatiques de la précession et de l'obliquité d'après Berger *et al.*, (1989).

Age (Ma)	Periods (years)			
0	19,000	23,000	41,000	54,000
50	18,800	22,600	39,900	52,100
100	18,500	22,300	38,800	50,200
150	18,200	21,900	37,700	48,500
200	18,000	21,500	36,600	46,700
250	17,700	21,200	35,600	45,000
300	17,400	20,700	34,200	42,900
350	17,000	20,200	32,900	40,700
400	16,700	19,700	31,600	38,700
450	16,300	19,200	30,300	36,800
500	16,000	18,700	29,000	35,000

Tabl. 5 - Valeurs estimées des périodicités astronomiques au cours des temps géologiques, d'après Berger *et al.* (1992).

Les résultats obtenus montrent que le raccourcissement de la distance Terre-Lune et par conséquent la diminution de la longueur du jour dans le passé, induit une augmentation des

périodes astronomiques fondamentales de l'obliquité et de la précession, qui s'amplifie avec le temps. La période du cycle de l'excentricité, qui ne dépend que de l'orbite de la planète, semble être restée constante au cours des temps antéquatérnaires (Berger *et al.*, 1992). En fait les périodes théoriques calculées sont en contradiction avec les données géologiques qui tendent au contraire à montrer une diminution des périodicités au cours du temps. Berger propose deux solutions certainement complémentaires pour expliquer les différences observées :

- d'une part, les données géologiques concernent des périodes de temps pour lesquelles, nous l'avons vu, les échelles chronologiques sont imprécises, en particulier pour le Mésozoïque. Les périodicités obtenues peuvent donc être inexactes. Le seul résultat prometteur et en conformité avec le modèle théorique décrit par Berger et ses collaborateurs provient des travaux de Park & Herbert (1987) sur des sédiments pélagiques d'Italie Centrale, datés du crétacé moyen. A partir du cycle de l'excentricité, reconnu dans ces sédiments et utilisé comme chronomètre, les auteurs ont pu estimer la période du cycle de l'obliquité à 39 200 ans avec une incertitude de 1 100 ans. Cette valeur est plus faible de 4,4 % par rapport à la valeur du cycle de l'obliquité actuelle ;

- d'autre part, les périodes théoriques sont calculées pour un système supposé stable, la nature chaotique du mouvement des planètes et du système solaire n'ayant pas été prise en compte par Berger. Cette seconde hypothèse peut être abandonnée puisque Berger *et al.* (1992) ont montré que l'impact du comportement chaotique du système solaire sur les périodes astro-climatiques est en fait négligeable (au moins pour les 200 derniers millions d'années).

L'étape suivante concerne l'analyse spectrale de cette série temporelle constituée à partir d'un ou plusieurs indicateurs paléoclimatiques. Les méthodes actuellement utilisées pour traiter les séries temporelles des sections anté-quatérnaires sont souvent dérivées des travaux effectués dans le Pleistocène mais cette analyse s'avère rarement aussi rigoureuse en raison notamment des problèmes liés à l'établissement d'une échelle de temps bien contrainte. L'analyse spectrale ne peut préciser la nature du lien entre les variations astro-climatiques et la composition du sédiment, mais elle peut fournir la preuve qu'un tel lien existe.

II - METHODE D'ETUDE : L'ANALYSE SPECTRALE DES SERIES STRATIGRAPHIQUES

La recherche et la quantification des cyclicités qui caractérisent de nombreuses séries sédimentaires peut parfois se résumer au seul fait de l'observation. Mais, dans la plupart des cas, l'enregistrement sédimentaire est perturbé par des variations parasites dues à l'influence de divers facteurs (erreurs de mesure, problème de détermination d'un paramètre...). Il devient alors très difficile pour le géologue de faire la distinction entre le *signal brut* (c'est à dire la ou les composantes périodiques du paramètre étudié) et le *bruit* (variations parasites qui correspondent à la partie aléatoire du signal observé). Des méthodes statistiques objectives telle que l'analyse

spectrale sont alors nécessaires pour détecter ces composantes périodiques et si tel est le cas, pour estimer leur amplitude (Weedon, 1991, 1993).

Nous allons rappeler très succinctement les exigences que requiert le traitement des données par l'analyse spectrale (appliquée à la géologie) et justifier le choix pratique des méthodes que nous allons utiliser. Cette présentation s'inspire des ouvrages ou publications des auteurs suivants : Clerc-Renaud, 1988 ; Hinnov & Goldhammer, 1991 ; Max, 1986 ; Schwarzacher, 1975 ; Ten Kate & Sprenger, 1992 ; Weedon, 1991, 1993.

II-1 - CONDITIONS PREALABLES POUR L'APPLICATION DE L'ANALYSE SPECTRALE

Les processus géologiques sont tels que les paramètres qui les décrivent ne peuvent pas être reliés entre eux ou avec d'autres par des lois simples. Ce sont des processus aléatoires. La recherche de cyclicités dans une série stratigraphique implique l'hypothèse que cette série temporelle résulte d'un processus oscillatoire aléatoire, ce qui veut dire que les données recueillies sur cette série contiendront une ou plusieurs composantes déterministes périodiques ou quasipériodique et une composante indépendante aléatoire.

Un processus aléatoire est décrit par ses moments statistiques : la moyenne, la variance et la fonction d'autocorrélation qui mesure le degré de dépendance entre deux réalisations d'une même variable décalées dans le temps.

La première étape du traitement du signal implique une analyse statistique du processus aléatoire, dont l'évolution au cours du temps doit répondre à deux contraintes essentielles :

- les principes de stationnarité et d'ergodicité ;
- le principe de linéarité.

II-1a - La série de données est testée sur la stationnarité et l'ergodicité

La stationnarité implique que les moments statistiques de la variable (moyenne et variance) sont invariants tout au long de la section, donc dans le temps.

L'ergodicité implique que la moyenne d'ensemble de la variable est égale à la moyenne temporelle d'une réalisation quelconque du processus.

Les données géologiques sont rarement stationnaires et montrent plutôt des "trends" ou tendances linéaires caractérisées par le fait que les valeurs augmentent ou diminuent régulièrement au cours du temps. Ces "trends" doivent être éliminés afin d'obtenir un enregistrement stationnaire.

Si les données sont peu bruitées, une analyse visuelle rapide mettra en évidence la présence ou non de "trend". Dans le cas de données bruitées, une série de tests pourra être effectuée pour détecter la non stationnarité. Un exemple de test assez simple consiste à compartimenter la

succession en deux ou plusieurs intervalles, calculer leur spectre respectif, les comparer mutuellement puis les confronter à celui de la succession entière.

Si la non stationnarité est prouvée, elle doit alors être supprimée. En fonction de la nature du "trend", différentes méthodes de lissage seront appliquées aux données telles que : 1) soustraire de la série originelle une régression linéaire ou polynomiale qui ajuste les données au sens des moindres carrés ; 2) appliquer de façon répétée aux données des moyennes mobiles pondérées.

II-1b - La série de données doit obéir au principe de linéarité. La succession traitée doit être une **série temporelle** c'est à dire un enregistrement fini d'une variable qui varie de façon continue et échantillonnée à **intervalles de temps ou d'espace constant**. Dans ce dernier cas, il faudra de toute façon à un moment donné, transformer la série stratigraphique temporelle exprimée en épaisseurs, en temps ; cette étape étant essentielle pour toute recherche de périodicités dans l'enregistrement géologique.

La seconde étape consiste à créer une série temporelle de données équidistantes (condition *sine qua non* pour la plupart des méthodes d'analyse spectrale). Ceci implique une procédure de rééchantillonnage pour un certain nombre de données. Un exemple : si les variables traitées sont des mesures d'épaisseurs de couples banc-interbanc, elles constituent une suite de valeurs irrégulièrement espacées, d'où la nécessité de rééchantillonner pour obtenir un signal discret susceptible d'être traité numériquement.

Des techniques d'interpolation appropriées peuvent être employées pour satisfaire à cette condition. On en distingue trois principales : l'interpolation linéaire ou rectangulaire, l'intégration et l'interpolation "cubic spline". Un exemple d'application : pour des valeurs qui varient graduellement, la fonction "cubic spline" est la plus appropriée ; elle consiste à calculer une ligne continue et lissée à travers un petit nombre de points consécutifs (3 ou 4) (fig. 13).

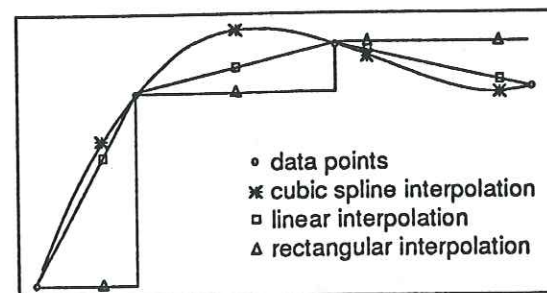


Fig. 13 - Différentes méthodes d'interpolation permettant de créer une suite de données équidistantes à partir d'un échantillonnage irrégulier : interpolation linéaire, rectangulaire et par les moindres carrés (d'après Ten Kate & Sprenger, 1992).

L'échantillonnage d'une fonction va dépendre du pas d'échantillonnage et de la rapidité des changements de gradients le long de la courbe ; plus ce gradient varie vite, plus l'échantillonnage

doit être serré. En règle générale, l'intervalle d'interpolation doit être choisi supérieur ou égal à la moyenne du pas d'échantillonnage ; les données interpolées ne sont alors pas biaisées.

Ces deux principes vérifiés, on peut alors rechercher dans la série étudiée la présence éventuelle de composantes périodiques.

II-2 - LES METHODES D'ANALYSE SPECTRALE

Les méthodes d'analyse spectrale permettent de considérer une série temporelle de deux points de vue différents : dans le **domaine temporel** (série de données brutes), dans le **domaine fréquentiel**. Dans ce dernier cas, à partir des données échantillonnées, les contributions des différents composants périodiques supposés, sont estimées par la fonction de densité spectrale. La représentation graphique de cette fonction est appelée une puissance spectrale (fig. 14).

Le choix des méthodes d'analyse spectrale est grand mais aucune n'est véritablement satisfaisante à tous les points de vue ; chacune a ses avantages et ses inconvénients. L'utilisation de telle ou telle méthode doit être guidée par la nature et les contraintes de la série analysée. Quand aucune procédure particulière n'est requise au départ, alors l'application combinée de plusieurs méthodes est préférable.

Deux de ces méthodes, utilisées par la suite, sont développées ici.

- Le modèle de Fourier avec la méthode classique de Blackman & Tukey.
- Le modèle ARMA avec la méthode du maximum entropie.

L'utilisation combinée de ces deux techniques répond aux critères de qualité indispensables dans tout traitement par analyse spectrale :

- 1) faisabilité et accessibilité pratique ;
- 2) caractérisation de la mesure ;
- 3) fidélité de la mesure ;
- 4) pouvoir de la résolution.

- Le premier critère est relatif à l'existence, la facilité et la rapidité de mise en oeuvre des algorithmes d'estimation spectrale ; sur ce point les méthodes de Fourier sont incontestablement les plus performantes.

- La mesure est caractérisée par ses propriétés statistiques qui sont la valeur moyenne de l'estimateur et la dispersion des mesures (variance). Sous cet angle, les méthodes de Fourier sont les seules pour lesquelles on dispose à l'heure actuelle de connaissances précises sur les propriétés

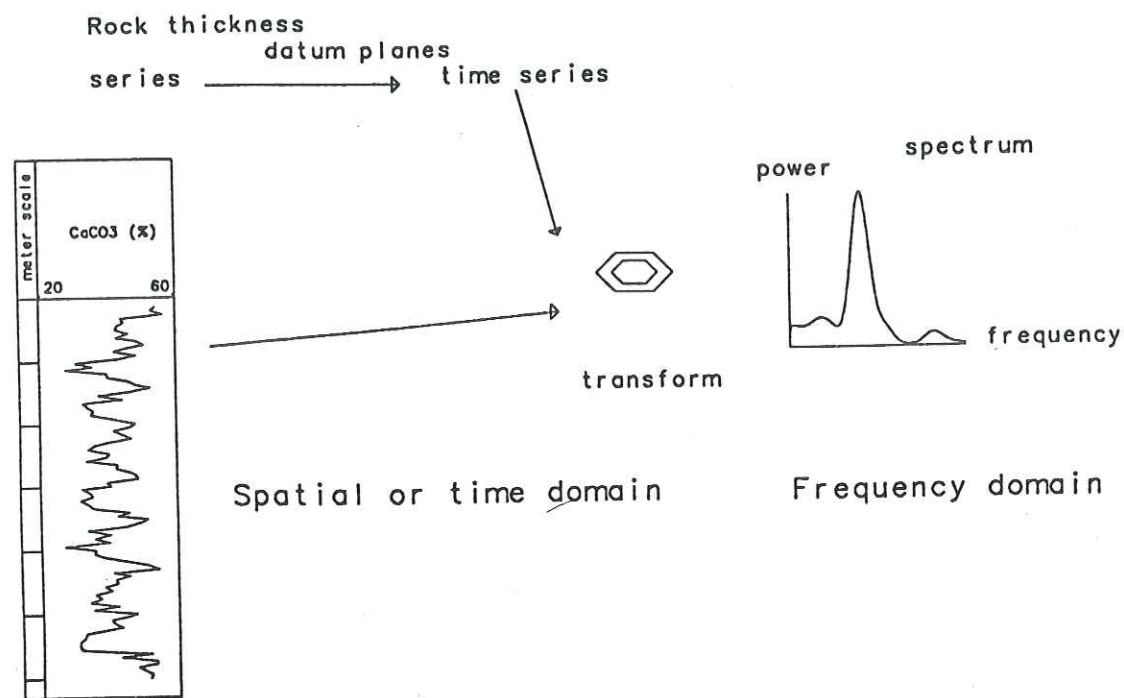


Fig. 14 - Le principe de l'analyse spectrale : une série ordonnée d'observations fonction d'une longueur ou du temps, est transformée dans le domaine fréquentiel en un spectre de puissance (d'après Ten Kate & Sprenger, 1992).

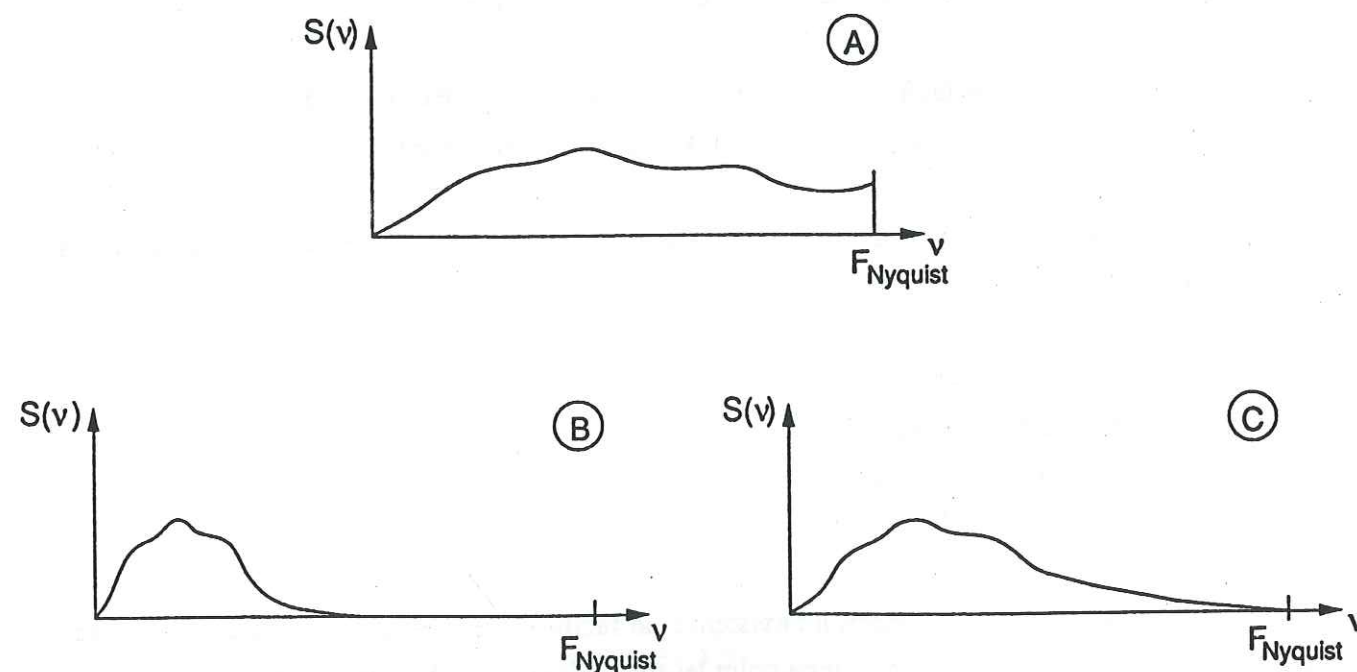


Fig. 15 - Détermination de la fréquence d'échantillonnage optimale (d'après Max, 1986, modifié).
 A : échantillonnage insuffisant : repliement du spectre à l'extrémité (allure croissante de la fin du spectre) ;
 B : échantillonnage pléthorique : la densité spectrale est nulle pour des valeurs ν bien inférieures à la fréquence de Nyquist ;
 C : échantillonnage correct : le spectre s'annule au voisinage de la fréquence de Nyquist.

statistiques de la mesure ; connaissances qui sont nécessaires si l'on veut tester la signification des spectres.

- La fidélité de la mesure est déterminée en vérifiant dans quelles mesures les différentes méthodes traduisent correctement la répartition de la puissance spectrale en fonction de la fréquence. Les méthodes de Fourier donnent une bonne estimation de la puissance spectrale de chaque fréquence. Par contre, les méthodes ARMA ne sont pas très fiables ; seuls les maxima pour chaque fréquence sont bien localisés.

- Le pouvoir de résolution peut être évalué par l'aptitude de chaque méthode à séparer deux fréquences pures noyées dans du bruit blanc (contribution uniforme de toutes les fréquences des données). Sur ce point les méthodes ARMA sont supérieures aux méthodes de Fourier.

II-2a - Le modèle de Fourier

N'importe quelle série temporelle peut être traitée mathématiquement comme la somme de plusieurs ondes régulières de fréquence différente. Chacune de ces ondes est caractérisée par une amplitude, une fréquence et une phase fixées.

L'opération appelée "transformée" permet ensuite de séparer les différents composants réguliers de la série temporelle. Dans le cas de la transformée de Fourier ces composants sont des ondes sinus et cosinus.

Le résultat graphique de cette transformée est un spectre de fréquences à chacune desquelles correspond un pic. L'amplitude du pic reflète directement la contribution relative de la fréquence considérée dans la composition du signal initial.

Toute l'information du signal original ne sera correctement reconstituée à partir de l'échantillonnage discret que si la fréquence d'échantillonnage est supérieure ou égale au double de la plus haute fréquence contenue dans le spectre et appelée fréquence de Nyquist ; (le pas d'échantillonnage étant égal à Δt , la fréquence de Nyquist est égale à $1/2\Delta t$). Le spectre sera donc borné en fréquences entre 0 et $1/2\Delta t$.

Le choix de l'échantillonnage est crucial : la résolution fréquentielle de la puissance spectrale dépend de l'intervalle d'échantillonnage et du nombre total de points de la série. Un exemple : si l'échantillonnage est trop lâche, les variations cycliques haute fréquence du paramètre recherché ne seront pas résolues. Cette perte d'information du signal se traduira au niveau du spectre par la création d'oscillations ou pics artificiels de grande longueur d'onde dans les basses fréquences. Ce phénomène est décrit sous le nom d'"aliasing" (repliement du spectre) ; cet effet introduit plus de puissance spectrale dans le domaine de fréquences proche de la fréquence maximale analysée (fréquence de Nyquist) (fig. 15). Toute analyse spectrale réalisée à partir de données incorrectement échantillonnées sera considérée comme non fiable. L'effet d'"aliasing" ne peut être éliminé, mais peut par contre être déplacé vers les hautes fréquences par une interpolation linéaire avec choix d'un nouveau pas d'échantillonnage inférieur au précédent.

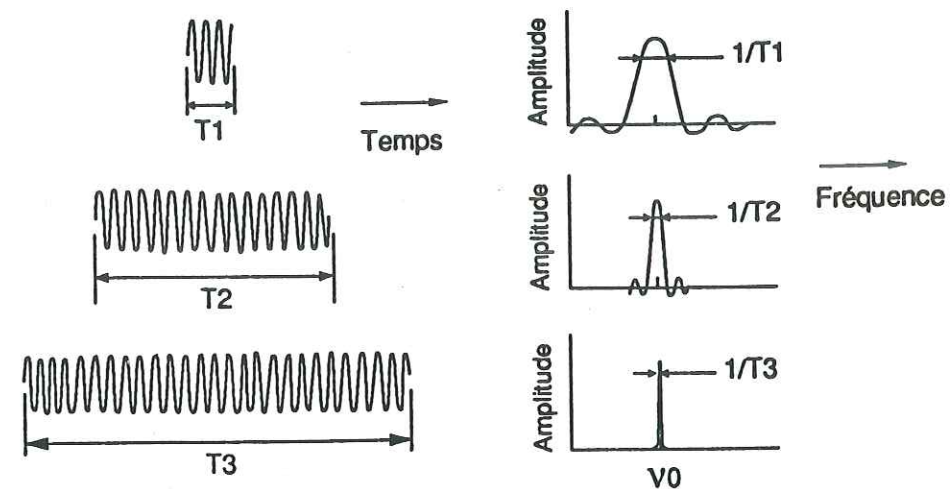


Fig. 16 - Influence de l'intervalle de temps (fenêtre temporelle) considéré sur les résultats d'analyse ; la résolution spectrale dépend directement de la longueur de l'échantillon du signal temporel : la résolution est d'autant meilleure que le signal est plus long (Max, 1986).

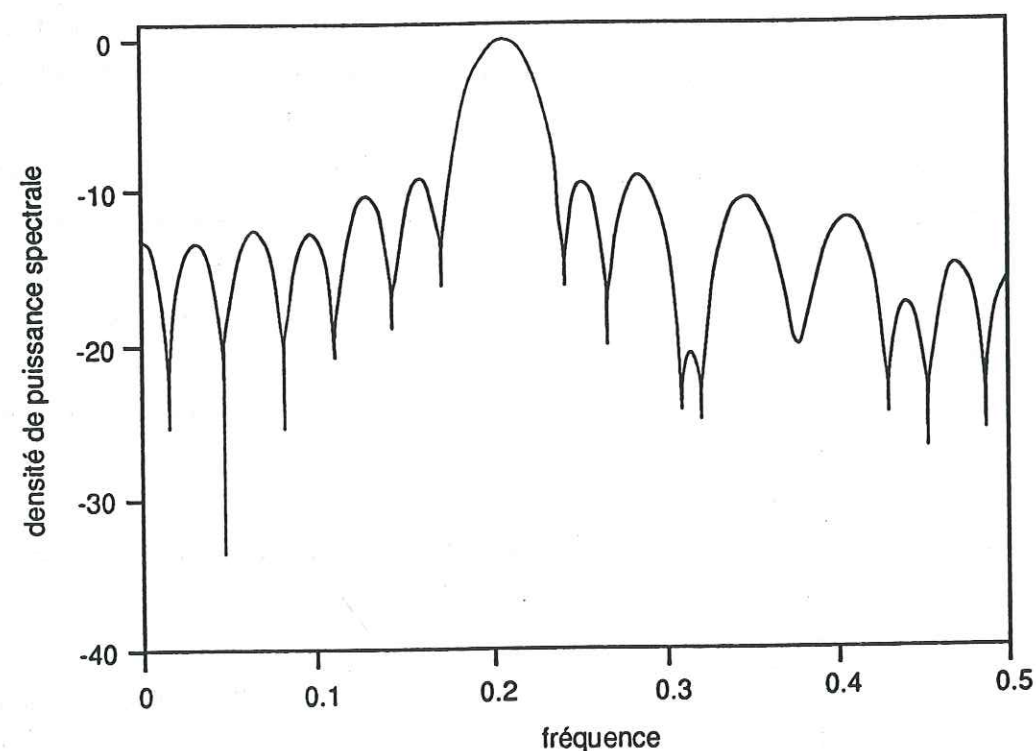


Fig. 17 - Spectre obtenu après application de la méthode de Blackman & Tukey. Apparition de lobes secondaires autour du lobe principal (d'après Clerc Renaud, 1988).

Deux types d'approches sont possibles pour obtenir les spectres de Fourier : une approche directe qui utilise une transformée rapide de Fourier (FFT) et une approche indirecte appelée méthode classique de Blackman & Tukey qui consiste à faire précéder la transformée de Fourier d'un corrélateur de façon à bien séparer les domaines relatifs au temps et à la fréquence.

- La méthode de Blackman & Tukey (Blackman & Tukey, 1958 ; Jenkins & Watts, 1968)

Cette analyse s'effectue en deux étapes :

- calcul de la fonction d'autocorrélation à partir de la série temporelle échantillonnée ;
- calcul de la densité spectrale en prenant la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation.

Quand les signaux ont un caractère aléatoire prononcé, on atténue le bruit en calculant la fonction d'autocorrélation qui conserve tous les composants fréquentiels du signal.

Les analyseurs numériques calculent ensuite la transformée de Fourier, échantillonnée avec un pas en fréquence égal à l'inverse de la durée de la série ce qui veut dire que l'on a une durée d'observation limitée. Cette fenêtre temporelle présente des inconvénients :

- plus la série est courte plus l'échantillonnage du spectre est grossier (fig. 16) ;
- l'image du signal réel sera déformée en raison du caractère limité de l'observation. En effet, pour savoir si un signal est périodique de façon permanente dans le temps, il faut l'observer pendant un temps infini. Dans le cas présent le signal observé est tronqué dans le temps ; il va présenter des discontinuités aux extrémités de son support temporel. Ceci se traduit au niveau du spectre par l'apparition de lobes latéraux larges et nombreux (fig. 17).

Ce spectre n'est pas exploitable sous cette forme, il doit être nécessairement lissé (pour éliminer les pics artificiels) en superposant à la fenêtre temporelle une **fenêtre spectrale de pondération** (moyenne mobile). Il existe plusieurs sortes de fenêtres spectrales de pondération. Le type de lissage est contrôlé par la largeur de la fenêtre (ou de la bande passante) ; il faut choisir un degré de lissage qui permet à la fois d'éliminer les lobes parasites et de conserver une résolution fréquentielle acceptable.

En résumé, voici les principaux avantages et inconvénients de la méthode de Blackman & Tukey.

- Les avantages : - la transformée rapide de Fourier est un algorithme de calcul rapide ;
- les estimations des amplitudes spectrales sont précises ;
- les propriétés statistiques de ces estimations peuvent être évaluées et testées ;

- le bruit de fond est atténué par le passage à la fonction d'autocorrélation.

- Les inconvénients : - L'analyse de Fourier d'une série temporelle est basée sur un **nombre fini de points**. Le spectre calculé sera donc toujours une approximation du spectre dérivé d'une série infinie. Ce spectre est en outre caractérisé par :

- une mauvaise interprétation des pics situés dans les basses et hautes fréquences ;
- une faible résolution entre les pics très proches ;
- une résolution limitée du spectre en raison du nombre réduit de points de la fonction d'autocorrélation ;
- une distorsion du spectre avec apparition de pics artificiels, d'où la nécessité de le stabiliser.

La méthode de Blackman & Tukey présente donc des insuffisances qui sont principalement la faible résolution fréquentielle et la distorsion spectrale. Les faiblesses de cette technique peuvent être compensées par l'utilisation conjointe d'une autre procédure d'estimation spectrale.

II-2b - Le modèle ARMA

Ce modèle correspond à la combinaison d'un processus autorégressif (AR) et d'un processus basé sur la moyenne mobile (MA).

- La méthode du maximum entropie (Ulrich & Bishop, 1975)

Cette méthode apporte une amélioration dans la résolution fréquentielle à partir d'hypothèses particulières faites au sujet du processus générant le signal à analyser. Elle calcule une série d'autocorrélations à partir des données et détermine la densité de puissance spectrale d'une série temporelle la plus aléatoire possible (notion d'entropie maximum) ; elle tente de prédire cette série en dehors de l'intervalle temporel considéré (notion de processus autorégressif).

Le principal défaut de la méthode de Blackman & Tukey est de considérer que les autocorrélations non calculées (situées en dehors de l'intervalle temporel fini) sont nulles ; l'approche par la méthode du maximum entropie est radicalement différente puisque l'on choisit d'extrapoler la fonction d'autocorrélation au delà de son intervalle de calcul. C'est là le point fort de cette méthode, car le spectre obtenu sera stabilisé.

- Avantages de la méthode : - identification précise des pics situés dans les basses fréquences ;
- bonne résolution entre les pics très proches ;

- indications sur la régularité des périodicités détectées le long de la succession.

- Inconvénients de la méthode : - la puissance spectrale est estimée à partir d'expressions non linéaires ; il est donc impossible de traduire cette estimation par une expression analytique simple, permettant de caractériser les propriétés statistiques de la mesure. On ne pourra pas alors tester la signification du spectre ;

- le spectre est très sensible à l'ordre autorégressif choisi (c'est à dire au nombre d'autocorrélations) (fig. 18). Les valeurs optimales de cet ordre permettant d'obtenir une résolution valable du spectre sont généralement comprises entre 5 et 50 % du nombre des données.

La méthode de Blackman & Tukey, peu performante pour un petit nombre de points, sera utilisée préférentiellement pour les **enregistrements longs** ; l'application de la **méthode du maximum entropie** sera optimale pour des **enregistrements courts**.

Au cours des différentes étapes du traitement des données par l'analyse spectrale, nous avons souvent recours à des méthodes de lissage (régressions, moyennes mobiles pondérées) qui permettent de transformer, de corriger le signal observé. Ces différentes méthodes encore appelées des **filtres linéaires** méritent quelques explications.

II-2c - Les filtres linéaires

Il s'agit de fonctions qui vont transformer le signal. Leur principale propriété est de préserver les fréquences et de ne modifier que la phase et (ou) l'amplitude du signal. Ils sont utilisés d'une part pour lisser les données, d'autre part pour séparer les composants fréquentiels (dont les différentes méthodes de filtrage diminuent le nombre). On en distinguera quatre types principaux.

- Les filtres permettant de faire une discrimination entre le bruit, le "trend" et le signal périodique. Ce sont les moyennes mobiles et les filtres polynomiaux.

- Les filtres utilisés pour stationnariser les données (éliminer le "trend"). Ce sont par exemple les filtres "passe-bande" qui permettent d'examiner les oscillations dans les données mais de façon restrictive : ils ne vont retenir que certaines fréquences situées dans une largeur de bande donnée et rejeter celles qui se trouvent en dehors de cette bande.

- Les filtres permettant de réduire les pics artificiels, utilisés avant ou après transformation. Ce sont les fenêtres temporelles et spectrales.

- Les filtres utilisés pour extraire et illustrer une ou plusieurs des composantes périodiques lorsqu'elles sont détectées. Il en existe quatre sortes : le filtre passe-haut (seules les composantes haute fréquence passent à travers le filtre, les composantes basse fréquence sont

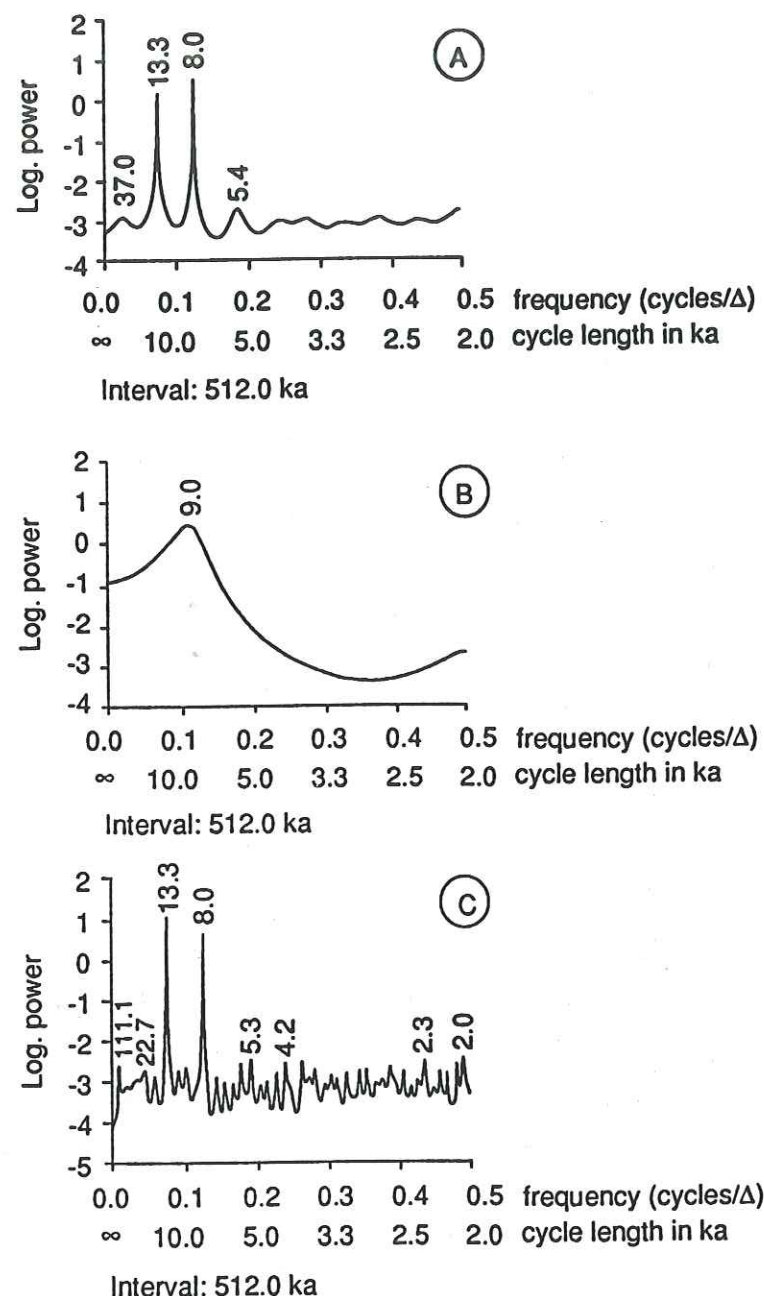


Fig. 18 - Spectres logarithmiques calculés par la méthode du maximum d'entropie à partir d'une série temporelle de 512 points. Ces spectres montrent l'importance du choix de l'ordre de l'autorégression : 20% pour A est adéquat ; 5% pour B est trop petit ; 100% pour C est trop large (d'après Ten Kate & Sprenger, 1992).

rejetées) ; le filtre passe-bas (retient les composantes basse fréquence et retire les hautes) ; le filtre passe-bande et le filtre rejet de bande.

II-2d - Les effets des distorsions géologiques sur le spectre

Pour les séries stratigraphiques anciennes, l'interprétation des spectres basés sur une série temporelle utilisant une échelle des épaisseurs est compliquée par les processus géologiques qui vont perturber le signal recherché. Par exemple, l'absence de pics spectraux significatifs peut signifier que des cycles réguliers périodiques n'existent pas dans le signal analysé, ou bien que des distorsions ont modifié la périodicité originelle de ces cycles. Ces processus géologiques vont détruire plutôt que créer des cyclicités.

- Processus liés à la roche

Les variations du taux de sédimentation, la présence de hiatus et le degré de compaction jouent sur l'épaisseur et la fréquence des bancs ; ils vont affecter l'assymétrie d'une série temporelle (fig. 19). La compaction conduit à une diminution de l'épaisseur des bancs ce qui se traduit au niveau du spectre par un déplacement des pics spectraux vers les hautes fréquences.

- Processus indépendants du sédiment

L'hypothèse d'un taux d'accumulation constant entre deux niveaux temps peut être mise en défaut par des événements sédimentaires brutaux tels que : l'érosion, la dissolution, les slumps et les courants de turbidité.

L'impact de l'érosion dépend de l'espacement moyen et de la taille des hiatus. Ils créent sur le spectre du bruit additionnel (fig. 19) et peuvent altérer les rapports des longueurs d'onde des cycles réguliers. Les érosions affectent aussi indirectement l'estimation des périodes des cycles sédimentaires : une diminution du taux de sédimentation moyen entraîne une surestimation de la durée des cycles.

Les processus d'accumulation tels que les dépôts turbides vont augmenter le taux de sédimentation.

Les variations du taux de sédimentation entraînent un élargissement et une diminution d'amplitude des pics spectraux mais également une dispersion de l'estimation de la période d'un cycle autour d'une valeur moyenne (fig. 20). Quand le taux de sédimentation augmente graduellement le long de la section, le résultat est une série temporelle non stationnaire. Pour estimer ces variations du taux de sédimentation, l'application de fenêtres à la série étudiée est très utile. Le principe est simple : il consiste à subdiviser la section entière en sous-sections (fenêtres temporelles) recouvrantes ou non qui sont alors traitées spectralement (fenêtres spectrales). Les sous-spectres obtenus sont alors comparés entre eux pour voir où se situent les changements de fréquence des pics, dus aux changements de taux de sédimentation. Le taux de sédimentation est en

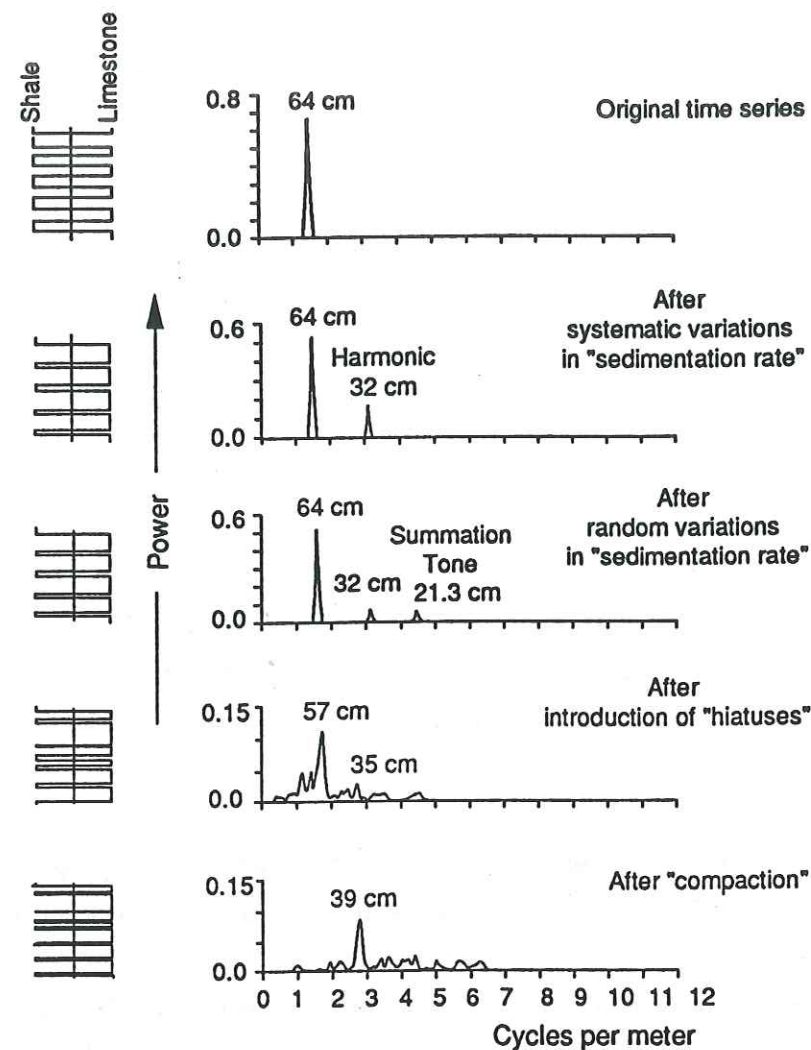


Fig. 19 - Exemples de processus géologiques provoquant des distortions de la relation initiale temps-profondeur dans diverses sections stratigraphiques (d'après Weedon, 1991).

- 1- Série originelle : tous les bancs et interbancs ont une épaisseur de 32 cm.
- 2- Résultats après des variations systématiques du taux de sédimentation : tous les bancs calcaires ont une épaisseur de 48 cm et les interbancs marneux, une épaisseur de 16 cm.
- 3- Résultats après des variations aléatoires du taux de sédimentation : les couplets ont une épaisseur comprise entre 52 et 76 cm.
- 4- Résultats après introduction aléatoire de hiatus dans divers intervalles : 47% de la section sont représentés.
- 5- Résultats après compaction : tous les bancs calcaires sont réduits à 90% et les interbancs marneux à 50% de leur épaisseur initiale.

effet beaucoup plus constant à l'intérieur d'une fenêtre que sur l'ensemble de la section et les distorsions des pics spectraux sont alors moins importantes.

Les effets de la bioturbation ont pour conséquence un lissage des oscillations de la série temporelle qui se traduit par une diminution de la taille des pics spectraux.

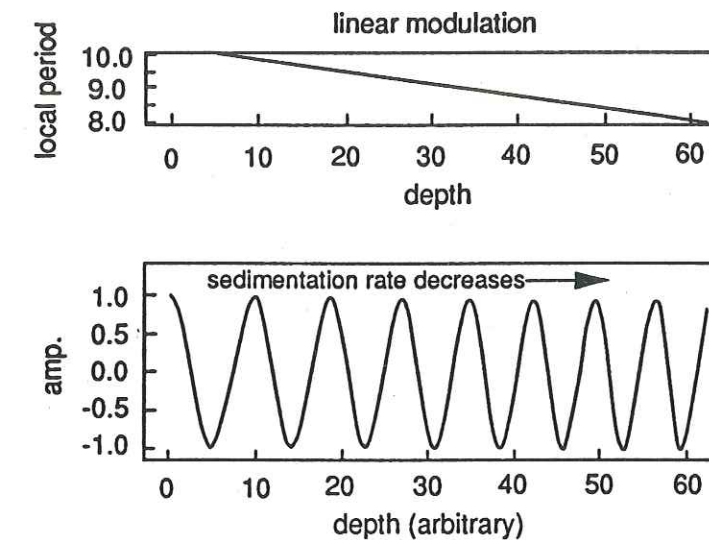


Fig. 20 - Exemple théorique de l'enregistrement d'un changement graduel du taux de sédimentation dans les cycles sédimentaires. Lorsque le taux de sédimentation diminue, les cycles deviennent de plus en plus condensés (d'après Herbert & Mayer, 1991).

Nous venons de voir en théorie les différents moyens permettant de tester l'hypothèse astronomique dans l'enregistrement sédimentaire. Nous allons maintenant tenter de les appliquer aux sédiments alternants d'âge crétacé inférieur du bassin vocontien.

CHAPITRE 2 :

APPLICATION : RECHERCHE DE PERIODICITES ASTRONOMIQUES DANS
LA SEDIMENTATION CARBONATEE DU BASSIN VOCONTIEN
(CRETACE INFERIEUR, SUD-EST FRANCE)

I - PRESENTATION DES COUPES ETUDIEES

Les deux coupes de référence choisies sont :

- la coupe d'Angles, proposée comme stratotype pour le Barrémien au colloque de Lyon (1963) et comme hypostratotype mésogéen pour le Valanginien (Busnardo & Thieuloy, 1979). Dans cette coupe, les séries du Berriasien, du Valanginien et du Barrémien seront étudiées ;
- la coupe de Vergons pour l'Hauterivien.

(Les coordonnées géographiques de ces coupes ainsi que leur succession lithologique détaillée (1/50^e) sont mises en annexes n°1 et n°2).

Ces deux coupes, citées très souvent dans la littérature scientifique, ont déjà fait l'objet de nombreux relevés. Pour leur relevé lithologique, j'ai donc utilisé les relevés les plus récents et les plus précis réalisés banc par banc, et les ai complétés lorsque les différentes formations n'avaient été levées que partiellement.

Une synthèse des nombreux travaux effectués en paléontologie est présentée ; elle permet de replacer les séries dans un cadre biostratigraphique complet et renseigne également sur les reconstitutions paléoécologiques.

I-1 LITHOLOGIE ET PALEONTOLOGIE

I-1a - le Berriasien d'Angles

I-1a1 - Lithologie (fig. 21)

Sa puissance totale est de 56 mètres. Il se présente d'abord (au niveau du tronçon A) sous forme de calcaires lithographiques clairs, massifs et jointifs typiques du faciès tithonique. Les bancs calcaires deviennent progressivement plus argileux et moins épais alors que s'individualisent petit à petit entre eux des interbancs marneux centimétriques. Ces interbancs s'épaississent vers le haut de la série jusqu'à former avec les bancs de réelles alternances à dominante calcaire.

L'ensemble comporte quelques intercalations bréchiques mais est surtout perturbé par des glissements sédimentaires qui intéressent des épaisseurs importantes (Le Hégarat & Ferry, 1990). De nombreuses petites failles affectent également la série et rendent difficile le repérage lithologique.

I-1a2 - Paléontologie

Malgré une macrofaune peu abondante, le cadre biostratigraphique du Berriasien d'Angles est bien défini par l'apport de la microfaune, de la nannoflore et des dinoflagellés.

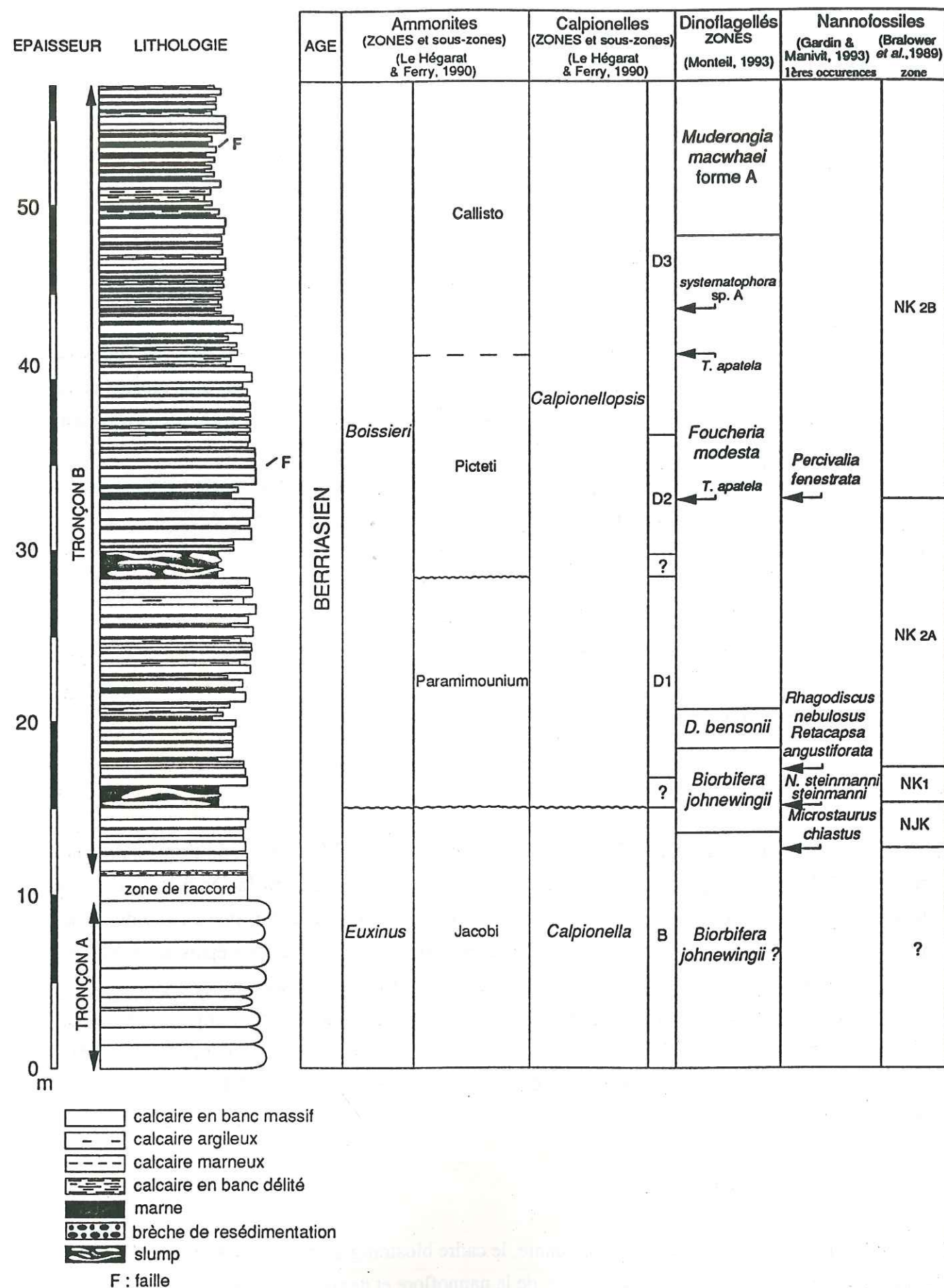


Fig. 21 - Lithologie et biostratigraphie du Berriasien de la coupe d'Angles.

La microfaune est représentée par des calpionelles qui permettent d'identifier la presque totalité des zones classiques et de mettre en évidence d'importantes lacunes associées à des remaniements sédimentaires (fig. 21). La première lacune est marquée par l'érosion du sommet de la zone B, l'absence de la zone C et de la base de la zone D. Ce hiatus couvre donc une partie du Berriasien inférieur et la totalité du Berriasien moyen. La seconde lacune, également associée à un slump est plus réduite en durée (Le Hégarat & Ferry, 1990) ; elle se situe entre les zones D1 et D2.

La nannoflore a fait l'objet d'une étude récente (Gardin & Manivit, 1993) et les données publiées à ce jour ne sont que des résultats préliminaires. Il s'avère que la distribution du nanncoplancton calcaire est très sensible au faciès ; en particulier les sections à dominante carbonatée, comme le Berriasien d'Angles, sont défavorables à l'élaboration d'une zonation car les premières et dernières apparitions des espèces considérées comme marqueurs (d'après la zonation standard de Bralower *et al.* (1990)) dans la coupe d'Angles, sont rarement en position stratigraphique comparables à celles de la zonation standard. Les limites des zones de nanncofossiles reconnues à Angles sont donc très imprécises (fig. 21). En particulier, les limites des sous-zones NJK et NK1 ne sont pas fiables ; ceci en raison de la lacune qui affecte cette portion de coupe. La base de la sous-zone NK-2A, comme indiquée sur la figure, se corréle avec la sous-zone D1 définie par les calpionelles et la zone d'ammonite à *Boissieri*. Cette limite provisoire n'est pas du tout en correspondance avec celle donnée par Bralower *et al.* (1989) qui la situe à la base de la sous-zone d'ammonite à *Dalmasi* et dans la sous zone C des calpionelles (fig. 22). Seule la limite inférieure de la sous-zone NK-2B est considérée comme fiable et correspond à la définition de Bralower *et al.* (1990).

Les dinoflagellés sont intéressants tant du point de vue biostratigraphique que paléoécologique (Monteil, 1993). Quatre zones ont pu être définies dans le Berriasien d'Angles (fig. 21). Sur le plan paléoécologique, ils indiquent, avec la présence du taxon *Tubotuberella apatela* (fig. 21) qu'une connection temporaire s'est établie entre le bassin vocontien et le domaine boréal. L'apparition du taxon *Systematophora* sp. A (fig. 21) marque le retour à des conditions de type atlantique. Les études géochimiques réalisées sur cette coupe (Emmanuel & Renard, 1993) en particulier les courbes de variations du $\delta^{18}\text{O}$ témoignent d'un refroidissement des eaux contemporain de la présence de *Tubotuberella apatela* tandis que *Systematophora* sp. A apparaîtrait dans des eaux plus chaudes. Ces données doivent être examinées avec circonspection étant donné que le $\delta^{18}\text{O}$ est mesuré sur roche totale.

I-1b - Le Valanginien d'Angles

L'hypostratotype mésogéen d'Angles a fait l'objet d'un volume (Busnardo *et al.*, 1979) dans la série : "les stratotypes français" ; les données le concernant sont donc très nombreuses et nous nous limiterons ici à n'en présenter qu'une synthèse.

Magnetic Anomaly Polarity	CALCAREOUS NANNOFOSSIL			Dinoflagellate and Radiolarian zonation	Calpionellid zonation	Buchia zonation	Tethyan Ammonite zonation	STAGE
	EVENT	ZONE	SUBZONE					
CM12	— top R. wiseri		T. verinae	E	Calpionellites (E)	B. pacifica	K. roubaudiana	Valanginian
CM13a	— base E. windii				Lo. hungarica (D3)			
CM13		C. oblongata (NK-3)			Cs. oblonga (D2)		callisto	
CM14a	— base C. oblongata				Cs. simplex (D1)		picteti	
CM14	— base T. verinae				C. elliptica (C)		paramounum	
CM15a	— base T. jurapeligicus						dalmasi	
CM15	— base P. fenestrata						privasensis	
CM16a	— top U. gr. granulosa	C. angustiforatus (NK-2)					subalpina	
CM16	— base R. wiseri							
CM17a	— base C. angustiforatus							
CM17	— base R. nebulosus	N. steinmannii (NK-1)						Berriasian

Fig. 22 - Corrélation intégrée des données biostratigraphiques et magnétostratigraphique pour la limite Berriasien-Valanginien (d'après Bralower *et al.*, 1989, modifié).

I-1b1 - Lithologie (fig. 23)

La puissance de la série valanginienne est de 240 mètres. La base de la coupe montre des bancs calcaires resserrés avec de minces intercalations marneuses. Progressivement les bancs s'estompent et les niveaux marneux commencent à prédominer. C'est à la base du Valanginien supérieur que la phase argileuse est la plus importante avec des niveaux très riches en fossiles pyriteux ; les bancs sont alors souvent représentés par de minces lits de calcaires délités à peine individualisés. Vers le haut de la série, les bancs carbonatés réapparaissent progressivement et sont souvent groupés en faisceaux. Le sommet du Valanginien est caractérisé par de gros bancs calcaires rapprochés séparés par des intercalations marneuses peu épaisses.

Quelques glissements synsédimentaires perturbent le Valanginien inférieur mais la continuité de la série au point de vue biostratigraphique montre que ces slumps ne se traduisent pas par des lacunes importantes.

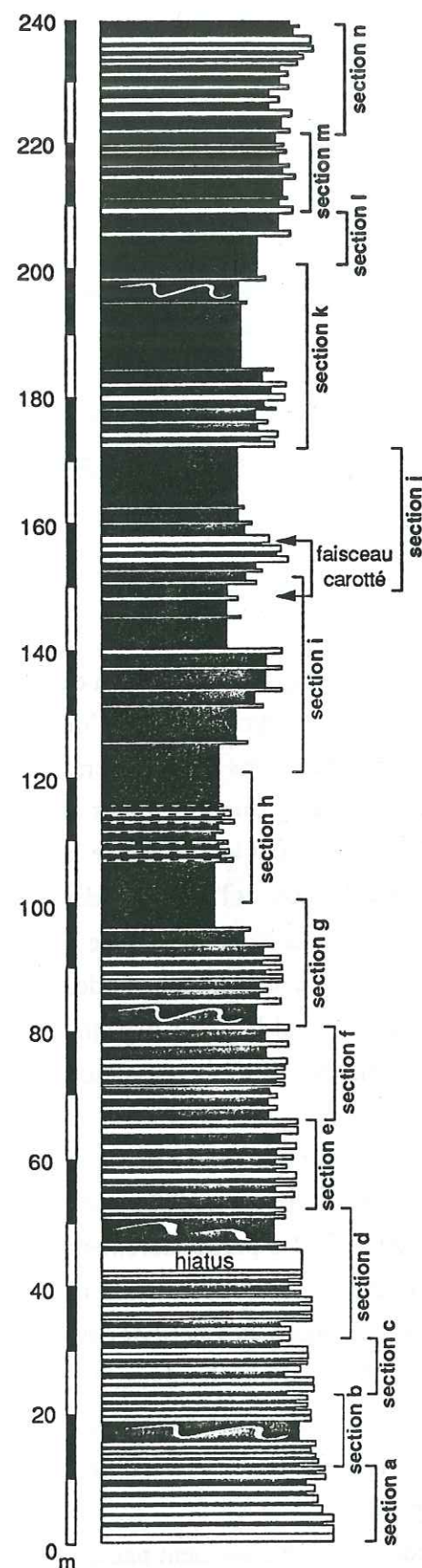
I-1b2 - Paléontologie

Les ammonites représentent la quasi-totalité de la macrofaune nectonique, à l'exception de quelques petits bivalves et gastéropodes qui accompagnent les ammonites pyriteuses. Si l'on considère quantitativement le nombre d'individus, ce sont les Phyllocératidés et les *Neolissoceras* qui dominent, caractérisant ainsi une faune typiquement mésogéenne et pélagique. Six zones et douze sous-zones ont été reconnues à Angles (fig. 23) et ont été adoptées pour tout le Sud-Est de la France (Busnardo & Thieuloy, 1979). De récentes données sur le renouvellement et l'évolution des faunes d'ammonites (Atrops & Reboulet, 1993) permettent de repréciser la base de la zone à *Trinodosum* dans cette coupe suite aux travaux antérieurs de Busnardo & Thieuloy. La plupart des espèces utilisées comme fossiles index ont été reconnues et citées dans le Sud-Est de l'Espagne (Hoedemaeker, 1982, 1983) et en Bulgarie (Nikolov, 1965) et ont permis de définir une zonation téthysienne (Hancock, 1991).

Récemment, des travaux (Boisseau *et al.*, 1982 ; Arnaud-Vanneau *et al.*, 1982 ; Besse *et al.*, 1986) portant sur les renouvellements de faunes d'ammonites en relation avec les modifications sédimentaires et les inversions magnétiques de l'hypostratotype se sont révélés particulièrement intéressants. Ils ont montré que les espèces étaient abondamment représentées et se répartissaient dans des niveaux précis (alternances à dominante marneuse) correspondant à des périodes de renouvellements fauniques, qui sont contemporaines des arrivées de migrants boréaux. La corrélation entre les périodes de renouvellement des faunes d'ammonites et les inversions magnétiques a été établie : à la base des zones à *Verrucosum* et à *Callidiscus* du Valanginien supérieur, qui sont les deux périodes majeures de renouvellement (fig. 24).

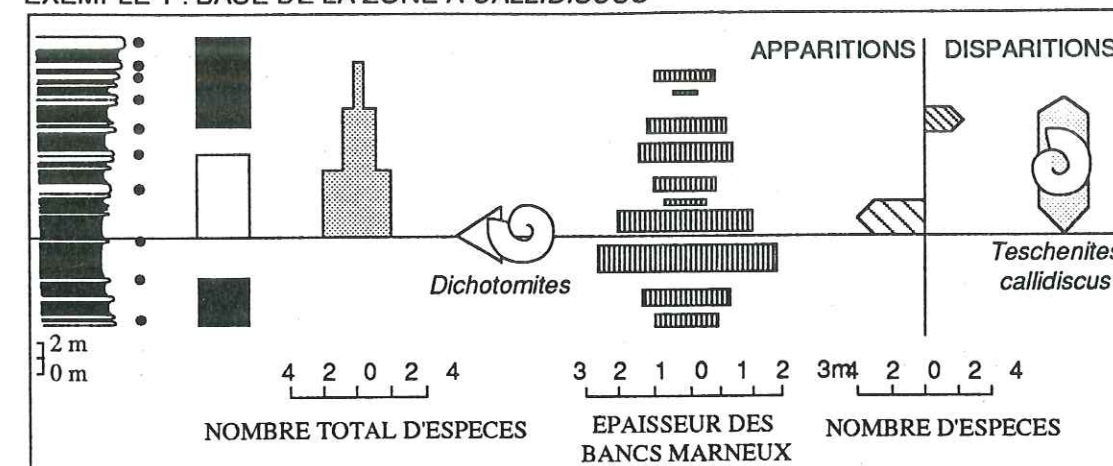
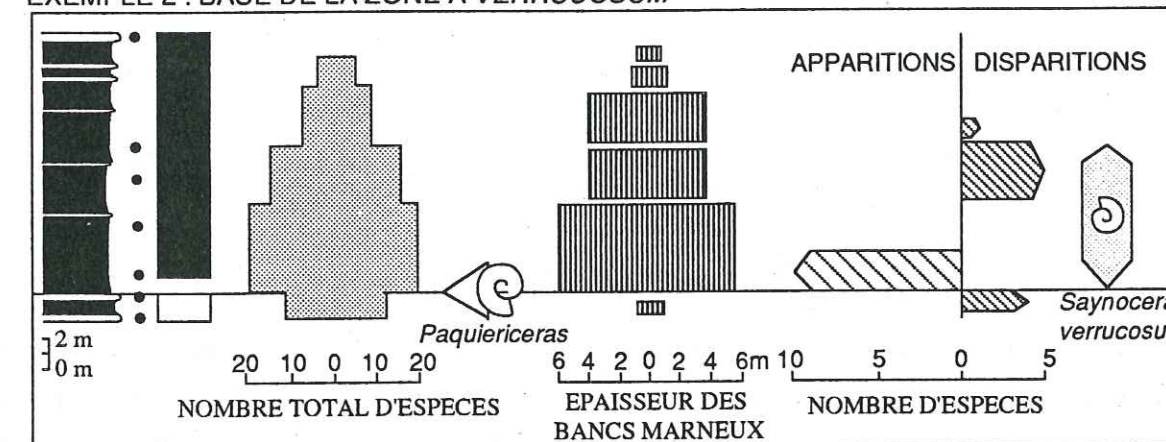
La microfaune associée (foraminifères, calpionelles et ostracodes) est relativement pauvre tant par le nombre d'espèces que par le nombre d'individus. Elle n'apporte pas de renseignements précis pour le découpage biozonal.

EPAISSEUR LITHOLOGIE



AGE	Ammonites (Busnardo & Thieuloy, 1979) (Atrops & Reboulet, 1993) Zones	Foraminifères (Moullade 1979, 1984) Zones	App./disp. espèces indices	Nannofossiles Zones : Roth, 1983 App./disp. : Manivit, 1979 Zones	App./disp. espèces indices
supérieur	<i>Callidiscus</i>	C6 (part)	<i>Haplo-phragmoides vocontianus</i>		
	<i>Trinodosum</i>				
		C5			
	<i>Verrucosum</i>				
inférieur		C4	<i>Lenticulina eichenbergi</i>	NC3	
	<i>Campylotoxum</i>		<i>Dorothia hauteriviana</i>		
		C3	<i>Lenticulina busnardoii</i>		<i>Diadorhombus rectus</i> <i>Rucinolithus wisei</i> <i>Calcicalathina oblongata</i> <i>Speetonia colligata</i>
	<i>Pertransiens</i>	C2			<i>Reinhardtites fenestratus</i> <i>Tubodiscus veranae</i> <i>Cretarhabdus crenulatus</i>
	<i>Otopeta</i>	NC2 (part)	<i>Lenticulina nodosa nodosa</i>		

Fig. 23 - Lithologie et biostratigraphie du Valanginien de la coupe d'Angles. La position des sous-sections retenues pour l'analyse spectrale, est indiquée.

EXEMPLE 1 : BASE DE LA ZONE À *CALLIDISCUS*EXEMPLE 2 : BASE DE LA ZONE À *VERRUCOSUM*

LEGENDE

- calcaires argileux
- marnes
- échantillon pour le paléomagnétisme
- normale
- inverse
- nombre total d'espèces d'ammonites
- épaisseur des bancs marneux
- arrivées d'ammonites boréales
- espèces à brève durée d'extension

Fig. 24 - Corrélation entre les inversions magnétiques et les renouvellements d'ammonites (Besse et al., 1986).

L'essentiel des foraminifères récoltés à Angles sont benthiques avec prédominance des Nodosariidae. Une zonation fondée sur l'apparition de certaines espèces sans prise en compte de leur extinction a été proposée (Moullade, 1979, 1984) (fig. 23).

Les calpionelles différencient deux parties dans le Valanginien inférieur : la sous-zone D3 de la zone à *Calpionellopsis* et la zone E (zone à *Calpionellites*) (Le Hégarat & Ferry, 1990).

L'ostracofaune, grâce à un certain nombre d'espèces ornementées de petite taille, permet de distinguer le Valanginien inférieur du Valanginien supérieur (Donze, 1979).

La coupe d'Angles a livré une nannoflore valanginienne riche et bien conservée, composée de coccolithes et de *Nannoconus*. Deux biozones ont pu être proposées (Manivit, 1979) (fig. 23).

Sur le plan paleoécologique, l'intégration des informations apportées par les différents groupes montre la coexistence de taxons téthysiens et boréaux qui témoignent d'un environnement marin de type épicontinental, soumis à des influences pélagiques de par son ouverture sur la Téthys et les bassins boréaux. L'observation d'ostracodes munis d'un dispositif oculaire a permis d'estimer la profondeur du bassin à 600 mètres pour l'époque considérée (Donze, 1979).

I-1c - L'Hauterivien de Vergons

I-1c1 - Lithologie (fig. 25)

Sa puissance totale est de 206 mètres. L'Hauterivien inférieur est caractérisé par une alternance de bancs calcaires à la base, suivis de calcaires marneux composés de 2 à 5 bancs élémentaires et d'interbancs marneux ou de calcaires délités de même épaisseur. Un intervalle repère à tendance marneuse signe la base de l'Hauterivien supérieur. L'alternance se poursuit ensuite, plus régulière, avec des bancs de calcaires marneux simples, d'épaisseur variable, et des interbancs marneux épais et constants. Le sommet de l'Hauterivien correspond à une barre de calcaires francs plus ou moins épais entre lesquels s'intercalent de très minces interbancs marneux.

La série est perturbée par de nombreux glissements synsédimentaires n'affectant pas sensiblement la continuité de la série.

I-1c2 - Paléontologie

Cette coupe a récemment fait l'objet d'une étude très détaillée concernant la biostratigraphie des dinoflagellés (Londeix, 1990). Les derniers travaux réalisés sur les différents groupes fossiles de l'Hauterivien de Vergons sont ceux de Cotillon (1971). Londeix, parallèlement à son étude, s'est intéressé à la macrofaune en particulier les ammonites qui ont fait l'objet d'une description détaillée par Busnardo & Thieuloy. En voici les principaux résultats.

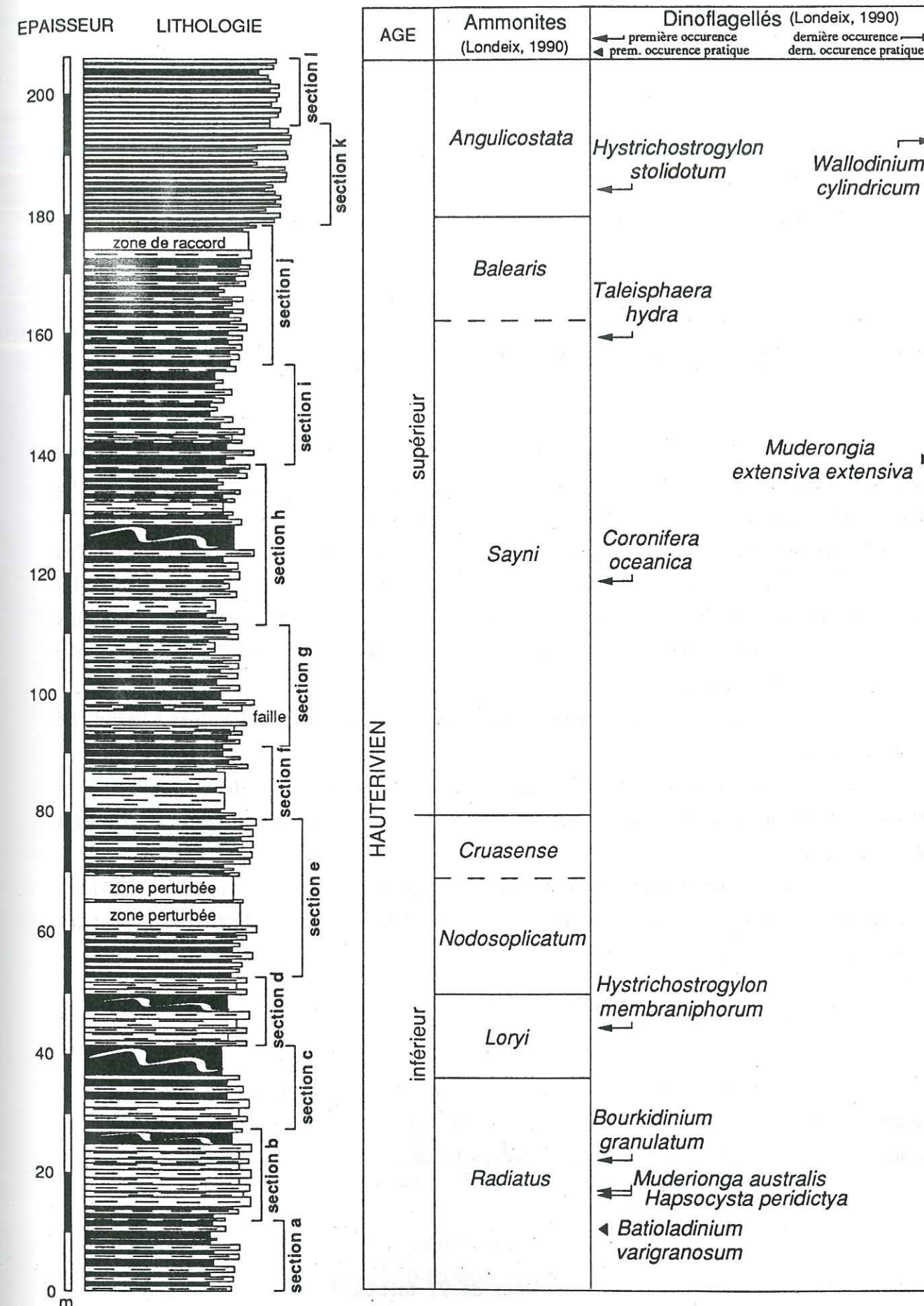


Fig. 25 - Lithologie et biostratigraphie de l'Hauterivien de la coupe de Vergons. La position des sous-sections retenues pour l'analyse spectrale, est indiquée.

L'abondante faune récoltée dans certains niveaux a permis une bonne datation de la série (fig. 25). Toutes les zones d'ammonites sont identifiées. Une seule incertitude concerne la limite entre la fin de la zone à *Sayni* et le début de la zone à *Balearis*.

Les seules données faisant référence à la microfaune, sont celles de Guillaume & Sigal (1965) sur la répartition des foraminifères dans l'Hauterivien supérieur et le Barrémien de Vergons et celles de Cotillon (1971) qui mentionne la présence de radiolaires à différents niveaux de la série mais également la multiplication des foraminifères planctoniques (Hedbergelles et Globorotalides) dans la zone à *Angulicostata*.

La nannoflore calcaire n'a pas fait l'objet d'une étude plus détaillée. On se reportera aux travaux de Bouché (1965) qui présente une répartition des nannoconidés pour l'Hauterivien supérieur et le Barrémien.

Les dinoflagellés qui représentent l'élément déterminant du matériel palynologique ont permis à Londeix d'établir une zonation comportant 9 dinozones valables pour l'ensemble du domaine téthysien nord-occidental du Valanginien terminal au Barrémien inférieur. Les périodes d'épanouissement ont été utilisées pour préciser la position des limites de dinozones et ce sont les apparitions des marqueurs qui confèrent à cette dinozonation sa valeur stratigraphique (fig. 25). La comparaison avec la biozonation des ammonites montre qu'il s'agit de deux échelles indépendantes, les limites des dinozones ne coïncidant qu'occasionnellement et sans règle précise avec les zones d'ammonites.

L'étude des kystes de dinoflagellés en tant que marqueurs paléoécologiques a permis de mettre en évidence :

- une augmentation sensible de la tranche d'eau entre la fin du Valanginien et le début du Barrémien avec deux fortes hausses enregistrées dans la zone à *Radiatus* et la zone à *Nodosoplicatum* ;
- une modification des conditions hydrologiques à partir de l'Hauterivien inférieur, caractérisée par une diminution de la salinité et l'apparition de conditions réductrices au début des zones à *Sayni* et à *Balearis*.

I-1d - Le Barrémien d'Angles

Lors du colloque sur le Crétacé inférieur de Lyon (1963), la coupe d'Angles a été retenue comme stratotype du Barrémien en raison de sa succession complète et entièrement visible, de sa richesse en ammonites et de son exploitation aisée et facile d'accès (Busnardo, 1965).

I-1d1 - Lithologie (fig. 26)

La série Barrémienne a une épaisseur de 97 mètres. Faisant suite à la falaise de l'Hauterivien terminal, le Barrémien inférieur est marqué par un retour à la sédimentation

alternante, à dominante calcaire. Deux couples de gros bancs repères séparés par une zone marneuse importante bien visible dans le paysage terminent cette période. Le Barrémien supérieur débute par une barre de calcaires homogènes à l'intérieur desquels s'intercalent sporadiquement de petits lits marneux. Cette barre est couronnée par un horizon repère : la vire à Hétérocères. Un nouvel ensemble calcaire s'installe après cet épisode et marque la fin du Barrémien.

Cette coupe est dans l'ensemble relativement homogène et dépourvue de remaniements sédimentaires. Le Barrémien supérieur très calcaire est affecté par de nombreuses failles normales et conformes, et synsédimentaires. Ces failles reflètent une ouverture progressive du bassin qui tend à s'approfondir. Le sommet du Barrémien et la base du Bédoulien caractérisés, par une série de plus en plus marneuse et la disparition des failles synsédimentaires, confirment l'hypothèse de l'approfondissement.

I-1d2 - Paléontologie

La série Barrémienne est relativement fossilifère, surtout dans les bancs de calcaires marneux.

Les macrofossiles sont presque tous des céphalopodes avec une majorité d'ammonites. Cette faune possède dans l'ensemble un cachet distinctif suffisamment marqué pour permettre une reconnaissance immédiate de l'Etage (Busnardo, 1965). Cependant, le Barrémien est un Etage difficilement subdivisible en zones car la succession faunique n'y est pas claire (Busnardo, 1984). Sept zones ont été définies à Angles (fig. 26) ; elles sont valables uniquement pour le Sud-Est de la France.

La partie moyenne de la coupe, très calcaire et pauvre en ammonites, n'a pas permis de définir un Barrémien moyen comme en Colombie, où la zonation plus fine est basée sur l'évolution des Pulchellidae. Hancock (1991) pense d'ailleurs que la zone à *Moutoniceras*, très mal définie dans le Sud-Est de la France, devrait être abandonnée.

La faune associée est représentée principalement par des foraminifères et des nannofossiles calcaires.

Le Barrémien d'Angles est pauvre en foraminifères benthiques contrairement à d'autres sections de même âge du bassin vocontien. Cette pauvreté a été attribuée au caractère très calcaire des sédiments qui aurait créé un milieu défavorable à la prolifération des espèces (Guillaume & Sigal, 1965). En outre, la plupart des formes observées sont de très petite taille et parfois atteintes de nanisme, ce qui rend difficile l'essai d'une biozonation micropaléontologique.

Les données concernant les nannofossiles calcaires sont relativement anciennes. Une première étude effectuée par Bouché (1965) sur la composition de la nannoflore a permis de montrer que celle-ci était constituée à 70-85 % de coccolithophoridés et à 15-30 % de nannoconidés. Il s'agit de plus d'une nannoflore de type cosmopolite. Noël (1968) montre que les bancs calcaires sont formés pour l'essentiel de *Nannoconus*, alors qu'ils sont rares dans les

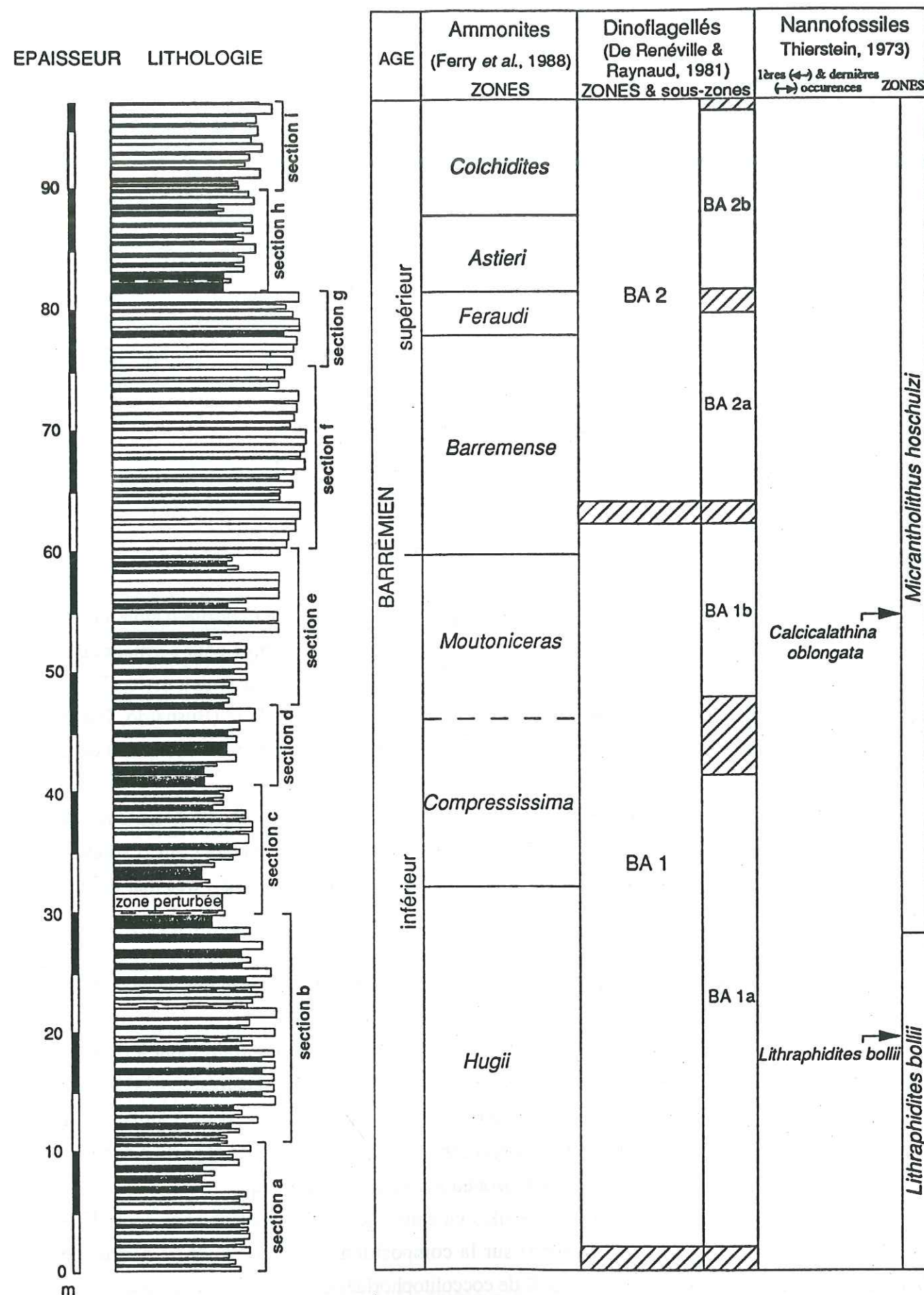


Fig. 26 - Lithologie et biostratigraphie du Barrémien de la coupe d'Angles. La position des sous-sections retenues pour l'analyse spectrale, est indiquée.

interbanks marneux. Thierstein (1973), dans le cadre d'un travail de synthèse sur la répartition biostratigraphique du nannoplancton calcaire au Crétacé inférieur, a étudié la distribution de la nannoflore du Barrémien d'Angles. Cette étude ne portait pas sur un nombre d'échantillons suffisant pour effectuer une biostratigraphie fine, mais elle a néanmoins permis de repérer des espèces marqueurs ; ainsi, les deux zones principales de nannofossiles du Barrémien (*Lithraphidites bollii* & *Micrantholithus hoschulzi*) ont elles été identifiées dans la coupe d'Angles (figs. 26 et 27).

Une étude palynologique approfondie réalisée par la SNEA(P) (Renéville & Raynaud, 1981) a permis un découpage stratigraphique en deux zones et quatre sous-zones de dinoflagellés (fig. 26). Ainsi, les limites des deux zones principales (Ba1 et Ba2) coïncident ou se situent à proximité des coupures des ensembles stratigraphiques. La limite entre les zones Ba1 et Ba2 correspond à la base de la zone à *Barremense*, c'est à dire approximativement au passage Barrémien inférieur-Barrémien supérieur ; elle représente une coupure palynologique majeure au niveau de laquelle un microplancton abondant et diversifié succède à la microflore marine appauvrie du Barrémien inférieur terminal. L'ensemble des associations de dinoflagellés observées présente un cachet téthysien avec cependant la présence d'espèces cosmopolites.

I-2 - LIMITES STRATIGRAPHIQUES ET TAUX DE SEDIMENTATION

I-2a - Limites stratigraphiques

I-2a1 - Limite Jurassique-Crétacé (Tithonique-Berriasien)

La limite Tithonique-Berriasien est définie très précisément entre l'association à *Crassicollaria brevis* et *Crassicollaria massutiana* correspondant à la biozone A et la présence de *Crassicollaria parvula* typique de la zone B du Berriasien inférieur (Le Hégarat & Ferry, 1990). Elle est située à la base de la coupe.

D'une façon générale, il est difficile de donner une définition biostratigraphique exacte de la limite Jurassique-Crétacé en raison du manque de coupes continues et riches en macrofossiles disponibles dans le domaine Téthysien. Elle est actuellement définie par la base de la zone à *Euxinus* (Cecca et alii, 1989).

C'est pour cette raison que Ogg & Lowrie (1986) ont proposé une définition magnétostratigraphique de cette limite à la base du **Chron M18R**. Il s'agit d'une proposition logique (qui fait actuellement l'unanimité auprès de la communauté scientifique) basée sur la corrélation entre la biostratigraphie par les ammonites et la magnétostratigraphie établie dans la coupe stratotypique du Berriasien (Sud-Est France) par Galbrun (1985).

Des analyses isotopiques U-Pb effectuées sur des horizons volcaniques en Californie, ont permis d'estimer l'âge de cette limite à 141,1 ma (Bralower et al., 1990).

AGE	Ammonites (Ferry <i>et al.</i> , 1989) ZONES	Nannofossiles (Thierstein, 1973) 1ères (←) & dernières (→) occurrences ZONES
BEDOULIEN	Coquandi	Rucinolithus irregularis
	Prodeshayesites	Nannoconus colomii
BARREMIEN	Colchidites	Micrantholithus hoschulzi

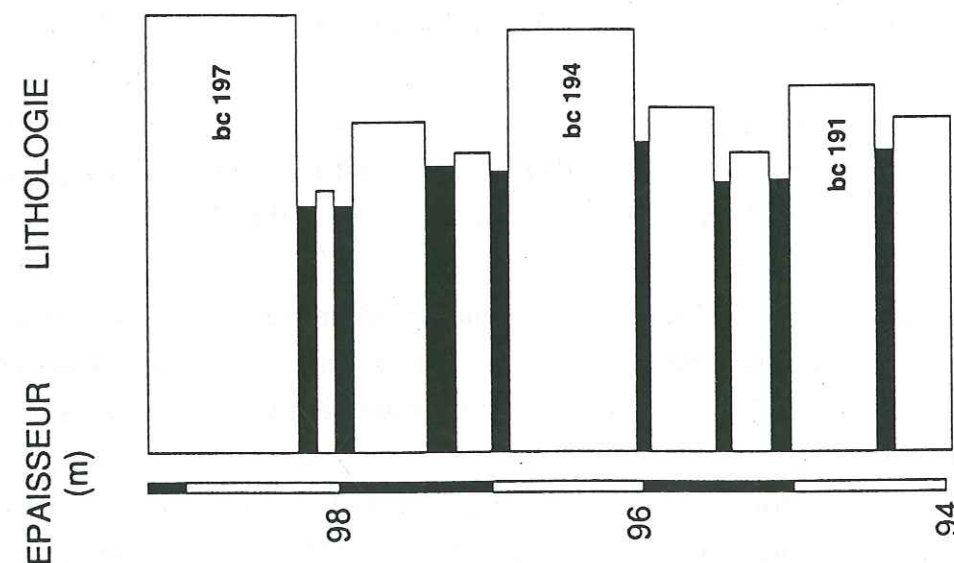


Fig. 27 - Biostratigraphie de la limite Barrémien-Aptien (Bédoulien) dans la coupe d'Angles.

I-2a2 - Limite Berriasien-Valanginien

La limite Berriasien-Valanginien est définie précisément à Angles grâce à l'étude conjointe des ammonites et des calpionelles (Busnardo & Thieuloy, 1979). Le Valanginien débute avec l'apparition de *Thurmaniceras otopeta* et de *Clavithurmannia foraticostata*. Les calpionelles permettent de situer cette limite entre l'apparition de *Lorenziella hungarica* et celle de *Calpionellites darderi*. La base du Valanginien est alors placée au niveau du **banc 170** (numérotation adoptée par Busnardo & Thieuloy, 1979) (cf. annexe n°2).

Actuellement, les corrélations établies entre les zonations de nannofossiles pour le domaine faunique Téthys-Atlantique (premières occurrences des genres *Percivalia fenestra* et *Calcicalathina oblongata*, respectivement datés du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (Thierstein, 1973)) et les anomalies magnétiques permettent de placer la limite Berriasien-Valanginien au milieu du **Chron M15N** (Bralower *et al.*, 1989 ; 1990 ; Harland *et al.*, 1990 ; Ogg & Steiner, 1988).

Un âge radiométrique de **135,1** ma est proposé pour cette limite par Bralower et ses collaborateurs (1990).

I-2a3 - Limite Valanginien-Hauterivien

Dans la coupe de Vergons, le passage Valanginien-Hauterivien est marqué par l'apparition des *Acanthodiscus radiatus* (première ammonite de zone de l'Hauterivien pour les domaines téthysien et boréal). Le premier *Acanthodiscus* a été récolté dans le **banc n°9** (numérotation de Busnardo & Thieuloy) qui définit ainsi la base de l'Hauterivien (Londeix, 1990). Grâce à une étude détaillée des dinoflagellés, Londeix (1990) propose pour cette coupe une biozonation basée sur les extensions stratigraphiques et les assemblages de dinokystes. La limite entre la dernière dinozone du Valanginien et la première de l'Hauterivien ne correspond pas avec le changement de l'ammonitofaune ; elle se positionne à l'intérieur de la zone à *Radiatus*, au toit du **banc n°18** (numérotation de Busnardo & Thieuloy) (cf. annexe n°2).

La limite Valanginien-Hauterivien reste encore mal définie sur le plan de la magnétostratigraphie, ceci en raison du peu d'études réalisées pour la période Valanginien supérieur-Barrémien. La stratigraphie par les nannofossiles entreprise dans de nombreuses coupes situe cette limite entre la dernière occurrence (LAD) de *Tubodiscus verenae* et la première occurrence (FAD) de *Lithraphidites bollii* (Bralower, 1987) Elle se corrèle selon les auteurs avec le **Chron M10Nr** (Harland *et al.*, 1990 ; Kent & Gradstein, 1985 ; Ogg & Steiner, 1988) ou avec le **Chron M10N** (Channell & Erba, 1992).

I-2a4 - Limite Hauterivien-Barrémien

De nombreux auteurs, suite aux colloques de Lyon (1963) et de Munich (Rawson, 1983) s'accordent pour définir la limite Hauterivien-Barrémien comme correspondant à la disparition des

Pseudothurmannia. Ce genre se rencontre encore dans la coupe d'Angles dans le banc 64c (numérotation de R. Busnardo) puis disparaît (fig. 28). Les premiers *Spitidiscus* (première ammonite de zone) apparaissent au banc 72. Le banc 65 a donc été choisi comme base du Barrémien (Busnardo & Vermeulen, 1986). Cette limite est également soulignée par l'apparition de dinoflagellés (*C. oceanica*, *G. cf. episoma* et *G. aptiana*) considérés comme des marqueurs du Barrémien (Renéville & Raynaud, 1981).

Généralement, cette limite est définie biostratigraphiquement entre le LAD de *Lithraphidites bollii*. et le FAD de *Cruciellipsis cuvillieri* (Thierstein, 1973) et placée entre les Chrons M6 et M7 (Bralower, 1987 ; Channell & Erba, 1992).

I-2a5 - Limite Barrémien-Aptien

La limite Barrémien-Aptien de la coupe d'Angles est très mal définie en raison du manque de faune déterminable à partir du banc 179. *Puzosia cf. matheroni d'orb.*, ammonite mentionnée dans le Bédoulien, a été trouvée dans le banc 197. Sans autres données, Busnardo propose en 1963 le banc 197 comme base de l'Aptien. L'étude des dinoflagellés effectuée par Renéville & Raynaud (1981) montre que de nombreuses espèces barrémiennes et néocomiennes disparaissent entre les bancs 169 et 197 et sont absentes dans le Bédoulien stratotypique de Cassis (Sud-Est France). La limite Barrémien-Aptien sera ultérieurement placée au toit du banc 194 (Ferry *et al.*, 1989) (cf. Fig. 27 et annexe n°2).

Globalement, cette limite est définie précisément par les nannofossiles. Elle coïncide étroitement avec la première occurrence du nannofossile calcaire *Rucinolithus irregularis* (Bralower, 1987 ; Thierstein, 1973). Les corrélations de cet événement biostratigraphique à l'échelle de polarité magnétique, réalisées dans différentes coupes, ont montré que le FAD de *Rucinolithus irregularis* survient juste en dessous du Chron M0R, dans la dernière partie du Chron M1n (Channell & Erba, 1992 ; Coccioni *et al.*, 1992 ; Ogg & Steiner, 1988).

Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées sur des plutons du Canada donnent un âge de 124 ± 1 ma considéré par les auteurs comme l'âge maximum le plus probable pour le chron M0R (Foland *et al.*, 1986). Un âge de $126 \pm 0,6$ ma, par datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtenu pour des dolérites intrusives dans des sédiments du Crétacé inférieur du site ODP 800 (Pringle, 1992) vont dans le sens des résultats précédents ; l'auteur considère en effet que ces niveaux doléritiques sont l'expression d'une phase d'activité volcanique régionale qui débiterait à la fin du Crétacé inférieur (Barrémien) à 126 ma pour se terminer dans l'Aptien à 120 ma.

I-2b - Estimations de la durée des étages et des taux de sédimentation

Les durées des différents étages sont issues de quatre échelles des temps absolu récentes (tabl. 6).

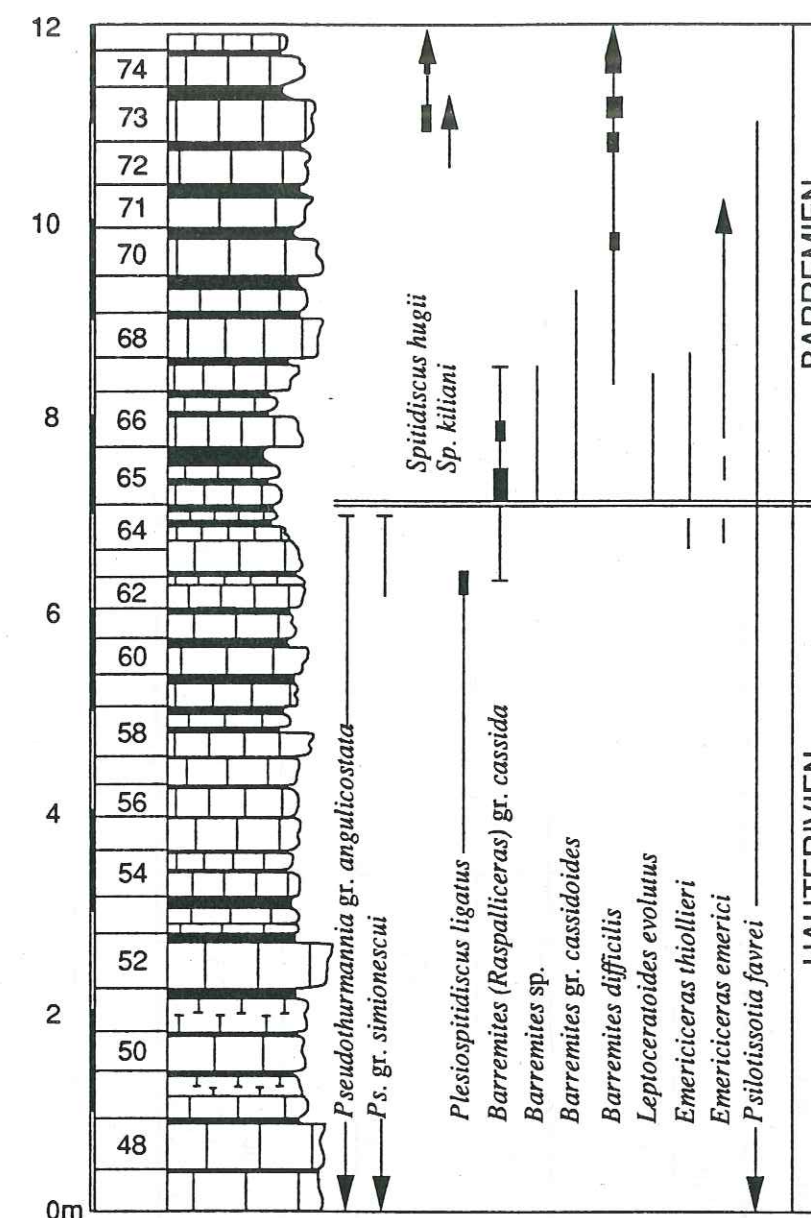


Fig. 28 - Stratotype du Barrémien d'Angles. Alternances calcaires-marnes autour de la limite Hauterivien-Barrémien. Répartition et importance relative des principales ammonites caractéristiques (Busnardo & Vermeulen, 1986).

		ECHELLES DE TEMPS				
		Hallam <i>et al.</i> (1985)	Kent & Gradstein (1985)	Harland <i>et al.</i> (1990)	Odin & Odin (1990)	Huang <i>et al.</i> (1993)
BERRIASIEN	durée (ma)	135 4	144 6	145,6 4,9	135 5	
	taux de séd. calculé (m/ma) à Angles	13	8,7	10,6	10,4	
VALANGINIEN	durée (ma)	131 9	138 7	140,7 5,7	130 8	5,9
	taux de séd. calculé (m/ma) à Angles	25	32,1	39,5	28,1	38,1
HAUTERIVIEN	durée (ma)	122 4	131 7	135 3,2	122 6	5,3
	taux de séd. calculé (m/ma) à Vergons	45,5	26	56,9	30,3	34,3
BARREMIEN	durée (ma)	118 4	124 5	131,8 7,3	116 2	
	taux de séd. calculé (m/ma) à Angles	23,9	19,2	13,1	47,9	
intervalle BERR.-BARR.	durée (ma)	114 21	119 25	124,5 21,1	114 21	

Tabl. 6 - Durée des étages (Berriasien à Barrémien) selon différentes échelles chronologiques récentes et estimation des taux de sédimentation correspondants dans la coupe d'Angles-Vergons. les épaisseurs utilisées pour le calcul des différents taux de sédimentation ne prennent pas en compte les intervalles "slumpés": Berriasien : 52 m ; Valanginien : 225 m ; Hauterivien : 182 m ; Barrémien : 95,8 m.

- Les âges absolus donnés par Hallam *et al.* (1985) sont issus des datations sur glauconie, zircon et sanidine effectués par Kennedy & Odin (1982). Hallam et ses collaborateurs précisent que toutes les dates concernant les étages du Crétacé inférieur sont approximatives.

- Kent & Gradstein (1985) ont construit leur échelle chronologique à partir de données intégrées de la biostratigraphie, la magnétostratigraphie et la géochronologie.

Une approche multidisciplinaire est dans tous les cas préférable à l'emploi d'une seule technique de datation. Précisons que les auteurs des deux échelles précédentes plaçaient lors de leur corrélations la limite Hauterivien-Barrémien au milieu du chron M3R, ce qui n'est plus valable actuellement (voir paragraphe précédent). Il est donc permis de douter de la durée attribuée pour ces deux étages par Kent & Gradstein, qui ont utilisé des données de magnétostratigraphie.

- L'échelle des temps géologiques proposée par Harland *et al.* (1990) est une compilation d'échelles radiochronologique et chronostratigraphique. C'est l'échelle des temps la plus utilisée actuellement pour le Crétacé inférieur par les biostratigraphes.

- Odin & Odin (1990) ont établi leur échelle des temps à partir de datations réalisées sur la glauconie. Les critiques relatives à cette échelle font état du remaniement géochimique possible des glauconies et donc de l'incertitude des datations.

- Les durées proposées par Huang *et al.* (1993) pour le Valanginien et l'Hauterivien résultent d'une orbitochronologie réalisée sur cet intervalle stratigraphique.

Si les différents auteurs s'accordent sur une durée de l'intervalle Berriasien-Barrémien comprise entre 21 ma (Hallam *et al.*, 1985 ; Harland *et al.*, 1990 ; Odin & Odin, 1990) et 25 ma (Kent & Gradstein, 1985), leurs estimations peuvent varier du simple au double pour l'Hauterivien et surtout le Barrémien.

Par contre, si l'on se fonde sur les âges radiométriques (considérés comme les données les plus fiables actuellement) calculés pour les limites Jurassique-Crétacé et Barrémien-Aptien (voir paragraphe précédent), la durée de l'intervalle Berriasien-Barrémien est réduite approximativement à 17 ma.

Les taux de sédimentation ont été estimés à partir de l'épaisseur (**slumps non compris**) et de la durée des étages d'après les différentes échelles chronologiques. L'absence de données magnétostratigraphiques et biostratigraphiques fines (zonations précises par les nannofossiles ou les foraminifères) dans les coupes d'Angles-Vergons a pour conséquence une très faible résolution du cadre temporel. Les taux de sédimentation ne peuvent pas être calculés sur des intervalles inférieurs à la durée totale d'un étage. Même si le taux actuel des dépôts pélagiques varie relativement lentement au cours du temps, il ne reste pas constant sur des intervalles de plusieurs millions d'années (Herbert & D'Hondt, 1990). Dans l'intervalle Valanginien-Barrémien, mis à part quelques niveaux slumpés mineurs, aucun évènement sédimentaire majeur (érosions, dépôts de turbidites) ne vient perturber la sédimentation ; les taux de sédimentation moyens estimés peuvent donc être considérés comme représentatifs de l'ensemble d'un étage.

I-2b1 - Cas du Berriasien

Dans la coupe d'Angles, l'étude des calpionelles a permis de mettre en évidence un hiatus très important associé au premier slump de la coupe (cf. fig. 21). La seconde lacune identifiée, également associée à un slump, est beaucoup plus réduite en durée (Le Hégarat & Ferry, 1990). Ceci implique que les valeurs du taux de sédimentation données dans le tableau 6 sont certainement sous-estimées.

L'étude biostratigraphique détaillée entreprise avec les nannofossiles par Gardin & Manivit (1993) et avec les calpionelles (Le Hégarat & Ferry, 1990) permet d'établir une correspondance entre les découpages biostratigraphiques réalisés dans la coupe d'Angles et dans d'autres coupes du domaine téthysien, ces dernières disposant en outre de données magnétostratigraphiques. La coupe de Berrias (Sud-Est de la France), stratotype du Berriasien présente une lithologie comparable à celle de la coupe d'Angles. Des analyses biostratigraphiques (calpionelles) et magnétostratigraphiques fines y ont été effectuées (Galbrun *et al.*, 1986) ; les données magnétostratigraphiques acquises ont par ailleurs été corrélées aux anomalies magnétiques océaniques (Galbrun, 1986) (fig. 29). Les données biostratigraphiques et magnétostratigraphiques confrontées montrent que la limite entre les zones C et D à calpionelles se place au toit du chron M16 R. Channell & Grandesso (1987) ont étudié de la même manière quatre coupes alpines situées au Nord de l'Italie et sont parvenus aux mêmes conclusions (fig. 30). A Berrias, le passage de la sous-zone D2 à la sous-zone D3 correspond au toit du chron M16 N. **L'intervalle stratigraphique comprenant les sous-zones D1 et D2 correspond donc approximativement à l'ensemble du chron M16 N.**

A partir des différentes échelles chronologiques qui prennent en compte les données magnétostratigraphiques et chronostratigraphiques (Bralower *et al.*, 1990 ; Harland *et al.*, 1990 et Kent & Gradstein, 1985) nous pouvons estimer (avec une incertitude de $\pm 100\ 000$ ans) les durées respectives des sous-zones D à calpionelles (tabl. 7). Le cadre chronostratigraphique étant bien défini, il est alors possible de calculer les taux de sédimentation correspondants pour la partie supérieure du Berriasien d'Angles (tabl. 7).

- La sous-zone D3 (non comprise sa partie supérieure située dans le Valanginien) correspond à une épaisseur de sédiments de 20,2 mètres dans la coupe d'Angles. Le taux de sédimentation moyen estimé dans cette biozone varie de 18,3 à 26,2 m/ma selon les échelles.

- L'épaisseur de l'intervalle compris entre la base de la sous-zone D1 et le toit de la sous-zone D2 est beaucoup plus difficile à estimer. En effet, la sous-zone D1 est incomplète par son extrême base ainsi que par sa partie supérieure qui sont absentes ; le slump qui érode le toit de D1, affecte également la base de la sous-zone D2 (Le Hégarat & Ferry, 1990). Au total, sans les slumps, l'épaisseur de l'intervalle D1/D2 est de 18,7 m. Les bancs glissés présents dans la coupe ne sont certainement pas représentatifs de l'épaisseur initiale des sédiments manquants à ces deux

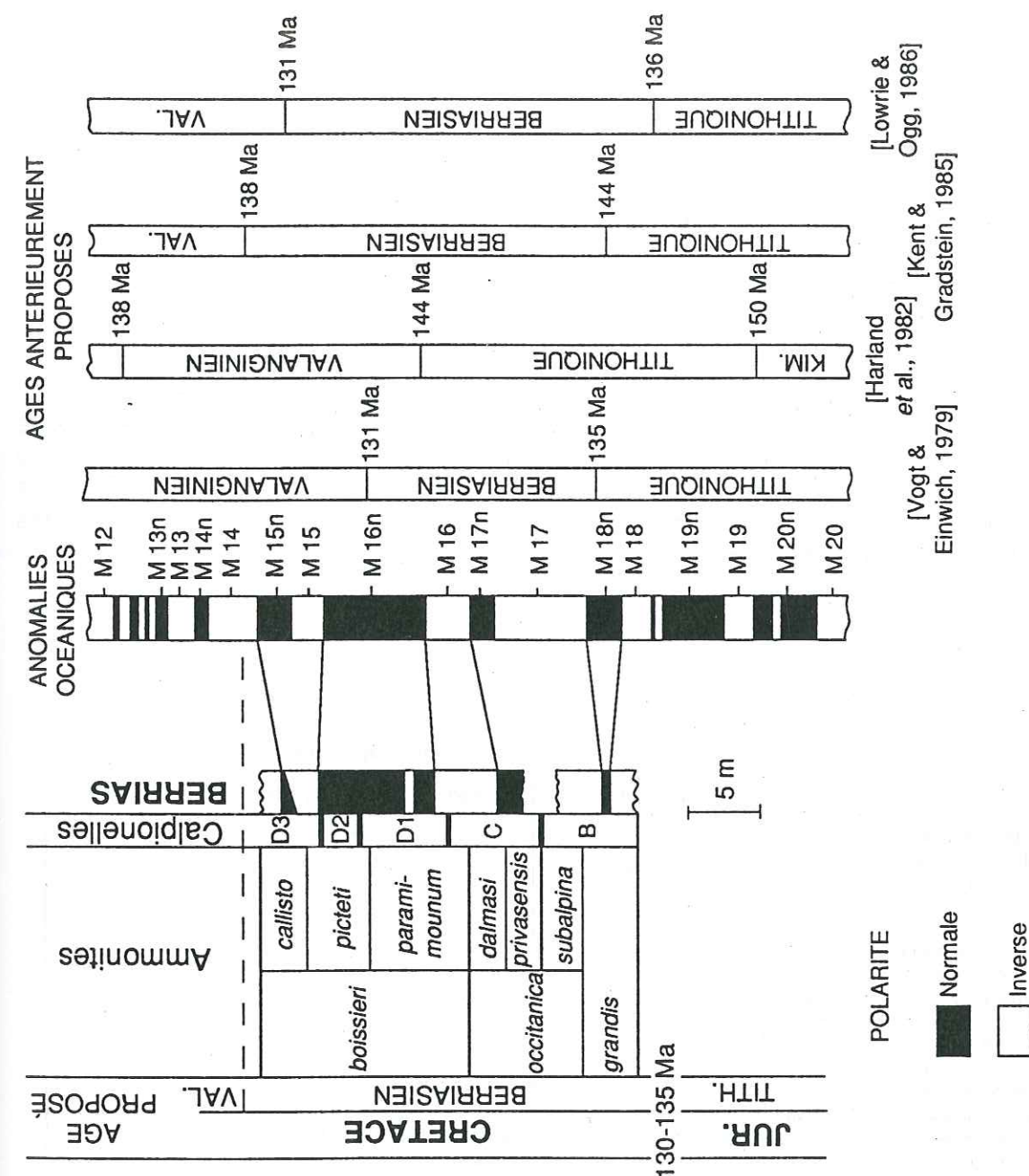


Fig. 29 - Corrélation entre la séquence magnétostratigraphique terrestre de Berrias et la séquence de polarité magnétique issue des anomalies magnétiques océaniques de la séquence-M (d'après Galbrun, 1986, modifié). (Différentes échelles de temps antérieurement proposées sont présentées). La limite Jurassique-Crétacé se situe à la transition des magnétozones M19n-M18.

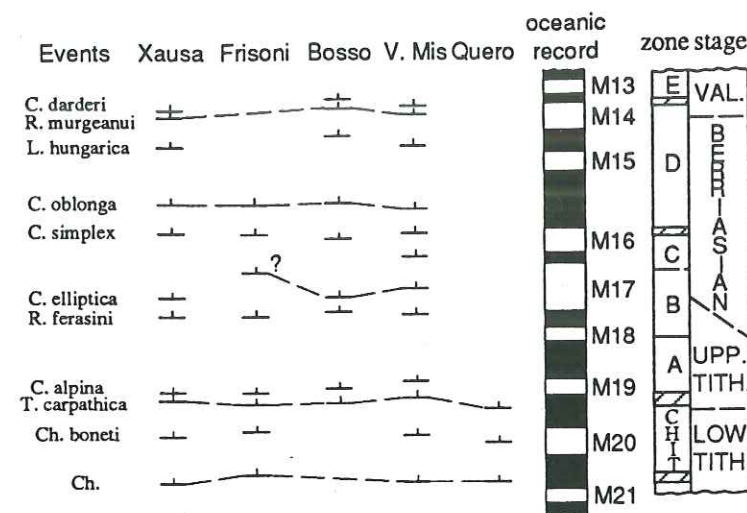


Fig. 30 - Corrélation des données biostratigraphiques (calpionelles) à l'échelle de polarité magnétique réalisée pour la séquence Tithonique-Berriasien de la formation Maïolica (Italie du Nord et Ombrie) (d'après Channell & Grandesso, 1987). Les limites des zones à calpionelles sont définies par les premières apparitions, les incertitudes concernant la position de ces limites sont indiquées par les traits hachurés.

	Données chronostratigraphiques d'après		
	Bralower <i>et al.</i> (1990)	Harland <i>et al.</i> (1990)	Kent & Gradstein (1985)
durée de l'intervalle biostratigraphique D1-D2 = durée du chron M16 N	1,3 ma	1,62 ma	1,29 ma
taux de sédimentation moyen (m/ma) calculé pour l'intervalle D1-D2 (épaisseur de l'intervalle D1-D2 = 29 m)	22,3	17,9	22,5
taux de sédimentation moyen (m/ma) calculé pour l'intervalle D1-D2 (épaisseur de l'intervalle D1-D2 = 37 m)	28,5	22,8	28,7
durée de l'intervalle biostratigraphique D2/D3 - Berriasien/Valanginien = durée M16 N/M15 R - mil M15 N	1,1 ma	0,92 ma	0,77 ma
taux de sédimentation moyen (m/ma) calculé pour l'intervalle D2/D3 - Berriasien/Valanginien (épaisseur de cet intervalle = 20,2 m)	18,3	21,9	26,2

Tabl. 7 - Estimation de la durée de l'intervalle biostratigraphique C/D (zones de calpionelles) - Berriasien/Valanginien d'après différentes échelles chronologiques.

niveaux, ainsi avons nous tenté d'estimer l'épaisseur manquante indépendamment de ces bancs. Pour cela nous avons pris en compte les épaisseurs de ces parties manquantes dans d'autres coupes plus complètes du talus et de la plate-forme externe. La méthode est contestable car elle suppose des variations du taux de sédimentation de même ordre partout. Les coupes du Fontanil (Isère) pour la plate-forme externe (Arnaud *et al.*, 1981 ; Blanc *et al.*, 1992) et de Berrias (Ardèche) pour le talus (Le Hégarat, 1971 ; Ferry & Le Hégarat, 1989), très bien étudiées sur le plan biostratigraphique (ammonites et calpionelles), ont été choisies comme coupes de référence (fig. 31 et 32).

D'après Arnaud *et al.* (1981) et Blanc *et al.* (1992) les biozones considérées sont représentées dans les coupes du secteur du Fontanil (fig. 31), approximativement par :

- 80 mètres de sédiments pour la sous-zone D3 (coupes de la Rivoire et de la Valetière) (non comprise la partie supérieure située dans le Valanginien ; la limite Berriasien-Valanginien choisie est celle définie par Busnardo & Thieuloy (1979) avec l'apparition de *Thurmaniceras otopeta*) ;

- 70 mètres pour la sous-zone D2 (coupe du Peuil) ;

- 50 mètres pour D1 (coupe du Peuil et coupe synthétique Blanc *et al.*, 1992).

L'ensemble (200 m) représente 39 % (16 % pour D3 et 23 % pour (D1+D2)) de l'épaisseur du Berriasien total (510 m) d'après coupe synthétique Arnaud *et al.* (1981).

D'après Ferry & Le Hégarat (1989), les épaisseurs représentées par ces biozones dans la coupe de Berrias (fig. 32), sont :

- 4,1 mètres pour l'intervalle : sous-zone D3-limite Berriasien/Valanginien, *sensu* Busnardo & Thieuloy (1979) ;

- 2,3 mètres pour D2 ;

- 5,3 mètres pour D1.

L'ensemble (11,6 m) représente 48 % (17 % pour D3 et 31 % pour (D1+D2)) de l'épaisseur totale du Berriasien (24,5 m).

Estimation de l'épaisseur des lacunes dans la coupe d'Angles : seule, la sous-zone D3 est complète à Angles ; elle totalise une épaisseur de 20,2 m (non comprise la partie supérieure située dans le Valanginien *sensu* Busnardo & Thieuloy (1979) (cf. fig. 21). Comme cette sous-zone représente 16 à 17 % de l'épaisseur du Berriasien dans les coupes de plate-forme et de talus, on peut estimer que l'épaisseur du Berriasien d'Angles se situe entre 126 et 119 m. L'ensemble des sous-zones D1+D2, incomplet à Angles (18,7 m), couvre 23 à 31 % du Berriasien total dans les coupes du Fontanil et de Berrias. Si l'on transpose ces chiffres à la coupe d'Angles, l'épaisseur estimée de cet intervalle se situerait alors entre 29 et 37 m. L'importance des lacunes affectant les sous-zones D1 et D2 correspondrait alors à au moins 10 m et au plus 18 m de dépôt.

Fig. 31 - Coupes du Peuil, de la Valetière et de la Rivoire (secteur du Fontanil) : colonnes stratigraphiques, zonation des calponelles et répartition des foraminifères benthiques (Blanc *et al.*, 1992).

Fig. 32 - Coupe de Berrias : colonne stratigraphique, zonation des calpionelles et des ammonites (Ferry *et al.*, 1989).

Le taux de sédimentation moyen estimé pour l'intervalle D1/D2 serait donc de **17,9 à 22,5 m/ma** pour une épaisseur de 29 m et de **22,8 à 28,7 m/ma** pour une épaisseur de 37 m.

I-2b2 - Cas du Valanginien

Des études paléomagnétiques ont été entreprises sur le Valanginien de la coupe d'Angles (Besse *et al.*, 1986 ; Boisseau, 1987). Elles ont permis de mettre en évidence une corrélation entre les inversions magnétiques et les périodes de renouvellement de l'ammonitofaune, dans deux cas au Valanginien supérieur. La séquence magnétostratigraphique définie est par contre inexploitable et ceci pour deux raisons. 1 - Un essai de comparaison entre cette séquence et celle des anomalies magnétiques océaniques a été tenté mais aucune correspondance fiable n'a pu être établie. 2 - Cette séquence de polarité magnétique n'est calibrée que par les zones d'ammonites ; or malheureusement, une corrélation directe entre les zones d'ammonites et l'échelle magnétostratigraphique, n'est pas encore disponible pour le Crétacé inférieur, excepté pour le Berriasien (Ogg & Steiner, 1988).

I-2b3 - Cas du Barrémien

L'étude biostratigraphique effectuée à l'aide des nannofossiles par Thierstein (1973) permet de corréler le découpage zonal réalisé dans la coupe d'Angles avec celui d'autres coupes du domaine téthysien, notamment celles de la formation de Maiolica (Italie Centrale et du Nord) d'âge Crétacé inférieur qui ont bénéficié d'un calibrage magnétostratigraphique. Les nombreuses études biostratigraphiques très fines effectuées (Bralower, 1987 ; Channell & Erba, 1992 ; Coccioni *et al.*, 1992) ont permis de corréler parfaitement les séquences paléomagnétiques réalisées sur ces coupes avec les anomalies magnétiques océaniques (Bralower, 1987 ; Channell *et al.*, 1987 ; Channell et Erba, 1992 ; Herbert, 1992). Ainsi, Lancelot *et al.* (1990) ont établi pour le Mésozoïque un tableau synthétique de corrélation entre les données biostratigraphiques, magnétostratigraphiques et chronologiques (échelle de Kent & Gradstein, 1985) (fig. 33). Pour ce qui concerne les nannofossiles, ce tableau a l'intérêt d'utiliser les zonations définies par Thierstein et de les calibrer par rapport à l'échelle de polarité magnétique. Ainsi, concernant le Barrémien, le sommet de la zone à *Lithraphidites bollii* correspond approximativement à la base du chron M3R.

Dans la série barrémienne d'Angles, la partie supérieure de la zone à *Lithraphidites bollii* (intervalle A) est représentée par 27 m de sédiments et la zone à *Micrantholithus hoschulzi* (intervalle B) par 70 - 1,2 m (niveau slumpé) = 68,8 m de sédiments. Pour calculer les taux de sédimentation dans ces deux biozones, nous avons utilisé les âges absolus et les durées des chrons magnétiques, estimés par Harland *et al.* (1990) et Kent & Gradstein (1985).

- Durée de l'intervalle A. Base de l'intervalle : limite Hauterivien-Barrémien, placée entre les chrons M6 et M7 (approximativement au toit de M7N) (Bralower, 1987 ; Channell & Erba, 1992) ; toit de l'intervalle : base du chron M3R ;

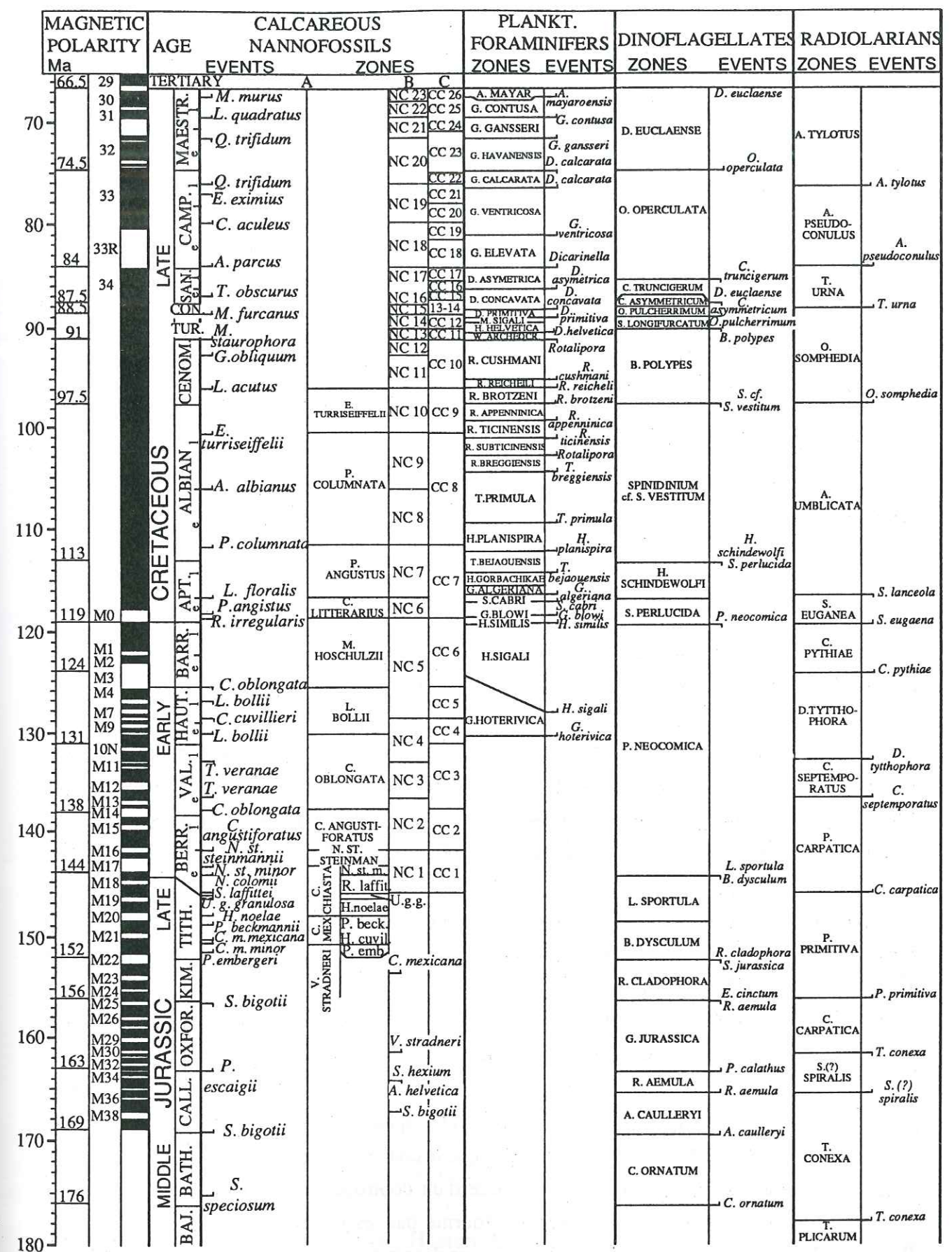


Fig. 33 - Tableau biostratigraphique synthétique du Mésozoïque proposé par Lancelot *et al.* (1990).

1 - d'après Harland *et al.* (1990) : 2 ma (131,8 - 129,8)

2 - d'après Kent & Gradstein (1985) : 2,4 ma (127,3 - 124,9) ; l'âge absolu de 124 ma attribué par ces auteurs à la limite Hauterivien-Barrémien (alors placée au milieu du chron M3R) n'a bien évidemment pas été pris en compte.

- Taux de sédimentation dans l'intervalle A : 1 - 13,5 m/ma ; 2 - 11,2 m/ma.

- Durée de l'intervalle B. Base de l'intervalle : base du chron M3R ; toit de l'intervalle : limite Barrémien-Aptien, placée juste en dessous du chron M1N ;

1 - d'après Harland *et al.* (1990) : 5,3 ma (129,8 - 124,5)

2 - d'après Kent & Gradstein (1985) : 5,9 ma (124,9 - 119)

- Taux de sédimentation dans l'intervalle B : 1 - 13 m/ma ; 2 - 11,7 m/ma.

Les taux de sédimentation calculés sont assez faibles ; ces valeurs impliquent dans tous les cas une durée du Barrémien supérieure à 7 ma, très différente de celle calculée par Hallam *et al.* (1985) et Odin & Odin (1990) (Cf. tabl. 6).

II - METHODES D'ETUDE

II-1 - INDICATEUR CLIMATIQUE UTILISE : LA TENEUR EN CARBONATE

Dans les séries pélagiques alternantes antéquatennaires, l'épaisseur d'un couple calcaire-marne est souvent le paramètre lithologique le plus utilisé pour la recherche des cycles orbitaux dans l'enregistrement sédimentaire (De Boer, 1982 ; Clerc Renaud, 1988 ; Dean *et al.*, 1981 ; Fischer & Schwarzacher, 1984 ; Schwarzacher & Fischer, 1982 ; Rio *et al.*, 1989 et Weedon, 1989).

L'utilisation de la teneur en carbonate de calcium pour détecter le signal astronomique inscrit dans les cycles sédimentaires anciens est préférable aux épaisseurs banc-interbanc sur de nombreux points :

- les données (% en CaCO_3) ne dépendent pas de la reconnaissance d'un couple élémentaire calcaire-marne, quelquefois ambiguë ;

- l'enregistrement est plus continu : le pourcentage en carbonate de calcium constitue pour les sédiments pélagiques récents un outil stratigraphique précieux (Mayer, 1991) dont la résolution permet de déceler des cycles plus petits que le couple banc-interbanc ;

- une démonstration convaincante d'un contrôle astronomique dominant sur le développement d'un système carbonaté a été fournie par les travaux de Hilgen (1991) sur le Pliocène et Pleistocène de Méditerranée. La présence dans cet enregistrement des deux périodes de la précession bien attestées dans les sédiments quaternaires, plaide en effet fortement en faveur de la nature orbitale du signal de CaCO_3 .

II-1a - Procédure d'échantillonnage pour l'analyse calcimétrique

Le but poursuivi est l'obtention d'une courbe calcimétrique précise pour l'intervalle Berriasien-Barrémien, soit environ 600 mètres d'alternances calcaire-marne. Toute récolte d'échantillons sur une épaisseur aussi importante nécessite une réflexion quant à la stratégie d'échantillonnage à adopter : l'intervalle d'échantillonnage doit être assez lâche pour éviter une récolte trop fastidieuse et assez précis pour préserver au maximum les informations initiales du sédiment. En outre, le nombre et l'espacement des échantillons doivent être fixés en fonction de la nature du paramètre à mesurer. Celui-ci étant un pourcentage en carbonates, il peut être mesuré à partir d'échantillons récoltés à intervalles constants, ce qui permet de satisfaire à la première condition d'application de l'analyse spectrale ultérieure. Rappelons que très souvent dans les études d'alternances calcaire-marne, l'échantillonnage est réalisé de façon systématique pour tous les bancs et interbancs et non avec un pas continu.

L'intervalle d'échantillonnage le plus approprié peut être déterminé grâce à une étude préliminaire réalisée avec une maille très resserrée sur un petit intervalle stratigraphique. Pour effectuer ce premier travail, je disposais d'un petit forage (12 mètres) réalisé dans la coupe d'Angles et correspondant à un faisceau de bancs du Valanginien supérieur, repérable sur le terrain dans tout le bassin vocontien (Cotillon *et al.*, 1980) (cf. fig. 23). 245 prélèvements effectués à intervalle constant de 5 cm ont permis d'obtenir une évolution très précise de la teneur en carbonates dans ce forage. A partir de ces données et d'un tableur, des courbes calcimétriques fictives avec changement du pas d'échantillonnage (entre 10 et 100 cm) et de l'origine, ont été construites. Ces courbes ont ensuite été confrontées à la colonne lithologique du faisceau. Les courbes réalisées avec un pas de 50 cm et même avec un déplacement d'origine, se sont révélées être un bon compromis entre un échantillonnage suffisamment espacé et malgré tout satisfaisant quant à la conservation de l'information initiale (respect de la lithologie). Sur la figure 34, on voit bien que les 10 bancs principaux composant le faisceau, sont exprimés par 10 pics importants sur la courbe calcimétrique. Au delà, on perd de l'information puisque pour un pas de 60 cm, seulement 8 pics calcimétriques sont enregistrés. Un échantillonnage systématique avec un pas de 50 cm a donc été retenu pour le reste de la série.

Sur le terrain, cet intervalle est mesuré à l'aide d'un bâton de Jacob (longueur = 1,5 m) qui permet de prendre immédiatement en compte le pendage des couches. Dans le cas présent, le bâton de Jacob est "équipé" de deux visées supplémentaires disposées respectivement à 50 et 100 cm, ce qui permet en une seule fois de positionner puis de récolter trois échantillons. Les niveaux ravinés, "slumpés" ou faillés dans lesquels tout repérage est impossible, n'ont bien évidemment pas été échantillonnés. Au total, 1115 échantillons ont été prélevés pour l'ensemble Berriasien-Barrémien (Berriasien : 102 ; Valanginien : 448 ; Hauterivien : 364 ; Barrémien : 201). Leur position est figurée sur les colonnes lithologiques détaillées (1/50) mises en annexe n°2.

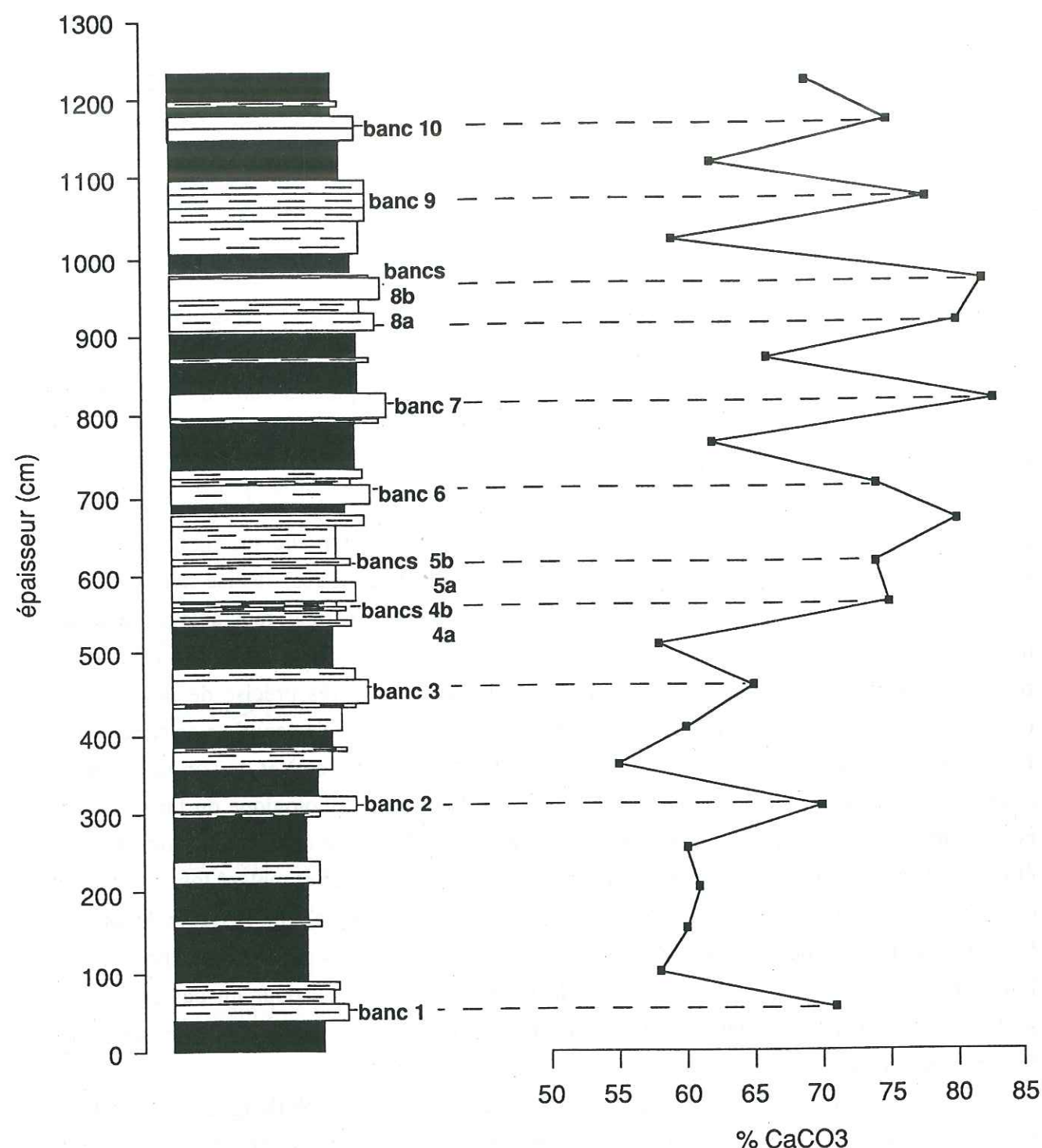


Fig. 34 - Courbe calcimétrique du faisceau carotté (Valanginien supérieur) réalisée avec un pas constant de 50 cm.

II-1b - Détermination de la teneur en carbonate de calcium

Les analyses calcimétriques ont été effectuées à l'aide d'un calcimètre Bernard. Le principe de l'analyse repose sur la réaction du carbonate de calcium à l'acide chlorhydrique : on mesure avec cet appareil le volume de CO₂ dégagé lors de la réaction de l'acide sur un poids connu de sédiment : $\text{CaCO}_3 + 2 \text{HCl} \longrightarrow \text{CaCl}_2 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (Vatan, 1967).

Etant donné que le dégagement de CO₂, mesuré pour un même échantillon, peut varier en fonction des conditions de température ambiante et de pression atmosphérique, une correction est nécessaire. Elle s'effectue par comparaison avec un étalonnage relatif (0,25 g de CaCO₃ pur) pratiqué au moment de l'utilisation. Pratiquement, le calcimètre Bernard est étalonné toutes les 10 mesures avec un échantillon témoin de carbonate de calcium pur titrant 98 %. Le volume V de CO₂ dégagé correspond donc à 0,25 g de sédiment à 98 % de CaCO₃ ; si le même poids de sédiment à analyser a dégagé un volume V1 de CO₂, c'est qu'il renferme $(V1 \cdot 98)/V$ de CaCO₃. Pour que l'attaque à l'acide soit totale, les échantillons sont réduits en une poudre fine (< 100 microns) et l'acide utilisé est de l'HCl technique pur (8N). L'incertitude calculée sur les mesures est de 1 %. Les analyses calcimétriques effectuées sont reportées en annexe n°3.

II-2 - ANALYSE SPECTRALE

L'analyse spectrale des données étudiées a été réalisée en collaboration avec Beaufort, au sein du Laboratoire CNRS de Géologie du Quaternaire de Marseille-Luminy.

Le programme de base AnalySeries (Paillard, Gif-sur-Yvette) utilisé permet d'effectuer des analyses spectrales d'une manière simple en appliquant deux méthodes différentes (présentées dans le premier chapitre) à la série carbonatée.

a - La méthode standard de **Blackman & Tukey**. Le programme proposé calcule tout d'abord la fonction d'autocorrélation à partir de la série initiale échantillonnée, puis calcule la transformée de Fourier de cette fonction en utilisant comme fenêtre de pondération, une fenêtre de Tukey (cf. chapitre précédent). Le degré de lissage du spectre est contrôlé par la largeur du filtre (fenêtre de pondération), c'est à dire par le nombre de paramètres qui caractérisent la fenêtre (entre 1 et le nombre total de données échantillonnées). Ce degré de lissage est exprimé par la **bande passante**, qui constitue l'intervalle dans lequel on peut faire varier la fréquence ; si les pics spectraux à deux fréquences voisines sont séparés par une distance supérieure à celle de la bande passante, alors ces pics sont indépendants. Une bande passante étroite indique une bonne résolution fréquentielle.

Un autre paramètre est à prendre en compte, il s'agit de l'**intervalle de confiance** qui correspond à l'intervalle (représenté par deux barres supérieure et inférieure) dans lequel un pic est significatif sur l'axe des ordonnées (axe de la puissance spectrale) ; plus cet intervalle est faible,

plus le pic est significatif. Le problème de cette méthode d'analyse spectrale est qu'il faut choisir : soit une bonne résolution fréquentielle, soit un bon intervalle de confiance. En prenant un nombre de paramètres (largeur du filtre) égal à 30% du nombre total de données, nous obtenons un bon compromis entre une résolution fréquentielle suffisante et un intervalle de confiance correct.

b- L'analyse spectrale du **maximum entropie**. Le principe de cette méthode est de calculer les coefficients autorégressifs correspondant au signal d'entrée ; on peut alors en déduire le spectre de puissance. Le paramètre à ajuster est la longueur du filtre, c'est à dire le nombre de coefficients à calculer ; il peut être compris entre 5 et 50% de la longueur du fichier d'entrée.

Le choix de ces deux méthodes a été dicté, pour la première, par la précision de l'estimation de l'amplitude spectrale et la possibilité de tester les propriétés statistiques de cette estimation ; pour la seconde, par la résolution obtenue dans le domaine des basses fréquences et entre les pics très proches.

L'absence de données chronostratigraphiques précises pour les séries étudiées nous ont contraint dans un premier temps, à calculer toutes les périodes spectrales en mètres plutôt qu'en milliers d'années. Les périodes reconnues ont été ultérieurement converties en temps ; comme nous avons travaillé sur des pourcentages en carbonate et non sur des épaisseurs de cycles, nous avons utilisé les taux de sédimentation moyens estimés pour chaque étage. L'approche du temps selon l'hypothèse paléoastronomique (durée d'un couple élémentaire banc-interbanc = 21 000 ans) ne peut pas être envisagée dans ce cas précis.

III - RESULTATS

III-1 - L'INTERVALLE STRATIGRAPHIQUE BERRIASIEN-BARREMIEN DANS SON ENSEMBLE

L'observation visuelle des courbes calcimétriques originelles (fig. 35) ne permet pas de déceler une éventuelle cyclicité. L'évolution générale de la teneur en carbonates nous montre simplement ce que l'on pouvait observer sur le terrain, à savoir : 1 - pour l'intervalle Valanginien-Barrémien inférieur, des fluctuations à haute fréquence du pourcentage en CaCO_3 , de part et d'autre d'une valeur moyenne, qui expriment bien l'alternance calcaire-marne typique de cet ensemble ; 2 - pour le Berriasien et le Barrémien supérieur, des teneurs en CaCO_3 élevées et peu variables caractérisant les alternances à dominante calcaire.

Les résultats de l'analyse spectrale sur les teneurs en carbonate de calcium pour l'ensemble Berriasien-Barrémien sont reportés sur la figure 36. Les séquences stratigraphiques étudiées ont été échantillonnées avec un pas de 50 cm. La fréquence de Nyquist (fréquence maximale analysée) est égale à 0,01 ($1/(2 \cdot 50)$). On constate que pour les différents spectres, un "aliasing" affecte cette fréquence mais également les fréquences voisines. Cet effet "d'aliasing" est particulièrement

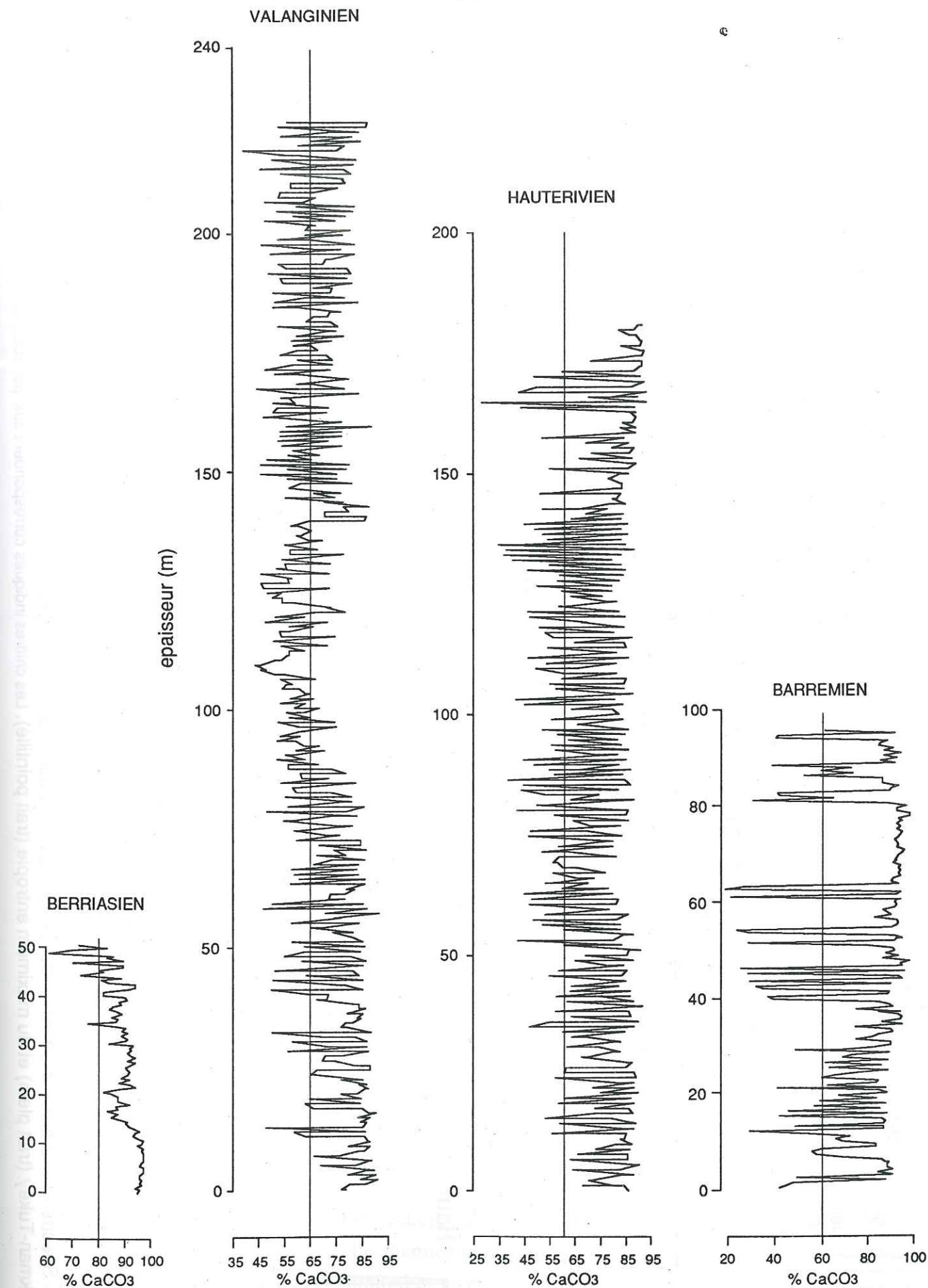


Fig. 35 - Evolution de la teneur en carbonates dans l'intervalle Berriasien-Barrémien de la série d'Angles-Vergons. Les mesures ont été effectuées à pas constant de 50 cm.

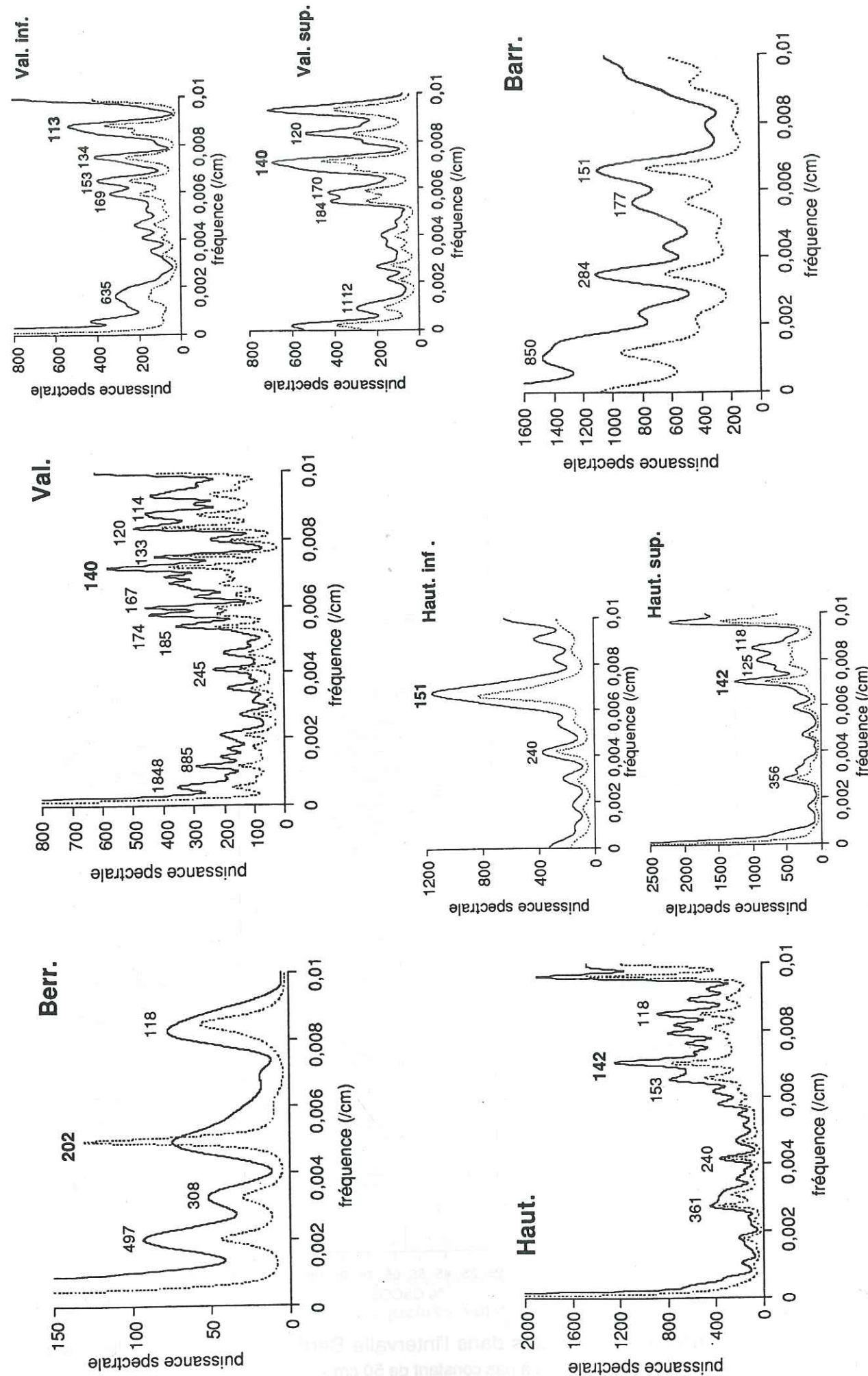


Fig. 36 - Spectres de la distribution du carbonate de calcium pour l'intervalle Berriasien-Barrémien de la série d'Angles-Vergons par les méthodes de Blackman-Tukey (trait plein) et du maximum entropie (trait pointillé). Les chiffres indiqués correspondent aux périodes (cm) des principaux pics.

important sur les spectres de l'intervalle Valanginien-Hauterivien. La réponse spectrale de la distribution en CaCO_3 pour ces étages montre de plus des pics dominants dans le domaine des hautes fréquences (entre 140 et 114 cm pour le Valanginien ; entre 153 et 118 pour l'Hauterivien). La validité de ces pics peut être remise en question : - reflètent-ils réellement une cyclicité de l'enregistrement carbonaté ? - sont-ils le résultat de l'augmentation de puissance spectrale introduite par l'effet "d'aliasing" dans la gamme de fréquences proche de la fréquence maximale ? Pour répondre à ces interrogations, il est nécessaire de rééchantillonner les données calcimétriques avec un pas inférieur à 50 cm et d'améliorer ainsi la résolution spectrale dans le domaine des hautes fréquences.

L'évolution de la teneur en carbonates dans le Berriasien et le Barrémien semble rythmée par des cycles de plus grande longueur d'onde (en épaisseur). Comme dans le cas précédent, les informations concernant une cyclicité éventuelle dans le domaine des hautes fréquences sont très imprécises. Le périodogramme obtenu pour le Barrémien est particulièrement suspect, peut être en raison du pas d'échantillonnage trop long.

Cette première interprétation des données calcimétriques brutes nous permet de montrer l'existence de périodicités dans l'enregistrement carbonaté sans pouvoir préciser si elles reflètent un contrôle astronomique.

Afin d'obtenir un enregistrement carbonaté aussi précis que possible, nous avons décidé de prendre en compte les informations lithologiques disponibles pour l'ensemble de la série, c'est à dire les épaisseurs. En combinant lithologie et pourcentage en CaCO_3 , nous espérons ainsi obtenir une calcimétrie aussi représentative que possible de la lithologie initiale. Les principales étapes de cette procédure sont résumées sur la figure 37. Elle a été exécutée pour chacun des étages étudiés.

1ère étape

- Le codage des faciès : nous disposons au départ des épaisseurs des différentes lithologies identifiées : calcaire, calcaire marneux, calcaire en banc délité et marne, c'est à dire une évolution de la lithologie en fonction de l'épaisseur de la série. Chaque faciès est remplacé par un code que nous avons choisi numérique. On obtient alors une évolution du codage en fonction de l'épaisseur.

- Evolution de la teneur en carbonates en fonction de la lithologie : la courbe initiale est divisée en quatre courbes calcimétriques représentant chacune la contribution d'un type de faciès à l'ensemble de la série étudiée.

2ème étape

- Interpolation des données : les épaisseurs "codées" constituent des données irrégulièrement espacées ; il est donc nécessaire de les rééchantillonner pour avoir un pas constant. Pour choisir le pas d'échantillonnage adéquat, un moyen simple consiste à construire la courbe de fréquence des épaisseurs des unités lithologiques afin de connaître leur distribution et les paramètres statistiques (modes). Le premier mode rencontré pourra être choisi comme pas d'échantillonnage (Clerc Renaud, 1988). Les profils carbonatés obtenus pour les différents faciès sont alors interpolés au nouveau pas déterminé.

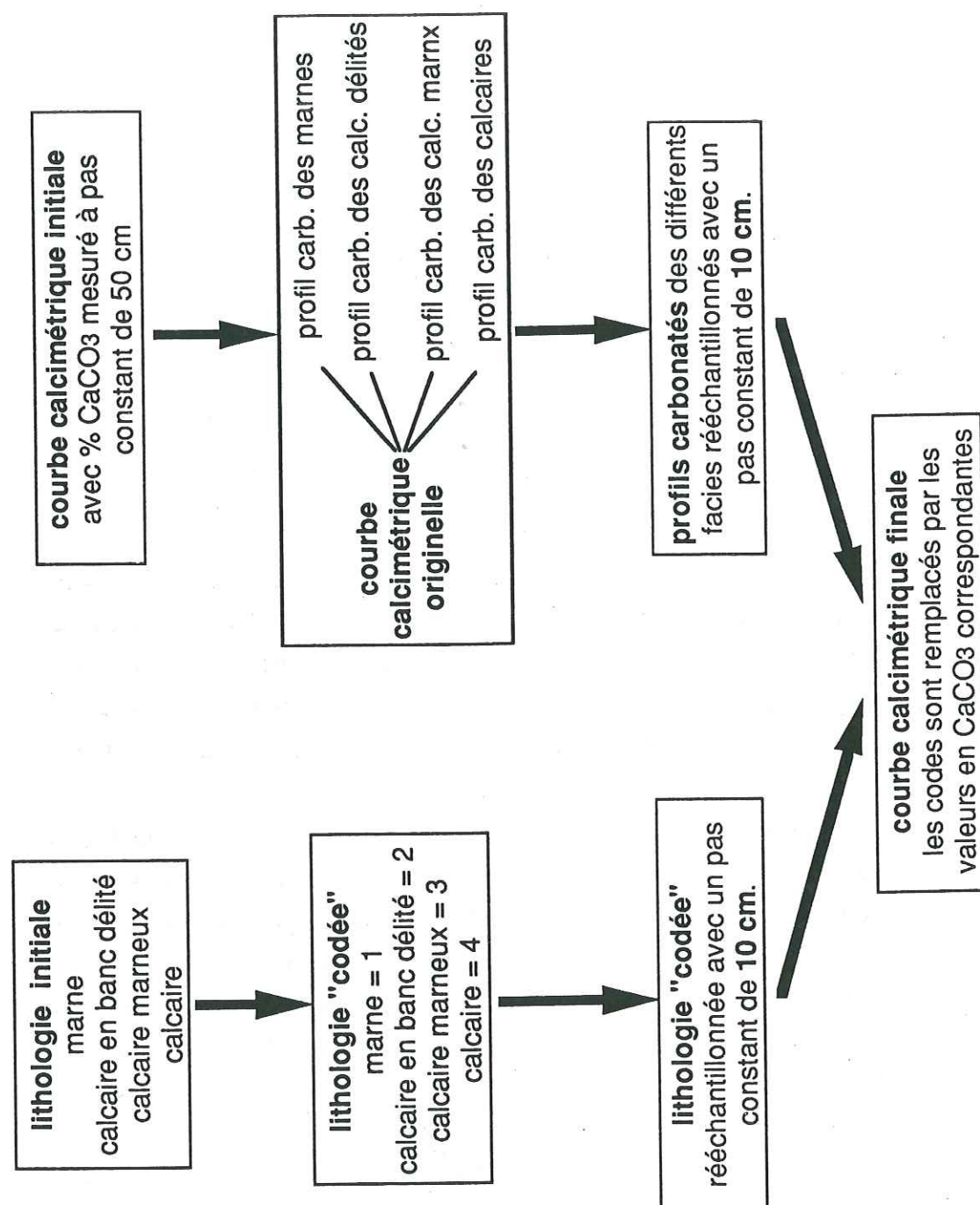


Fig. 37 - Principales étapes effectuées pour obtenir une courbe calcimétrique représentative de la lithologie ; (la valeur 10 cm est choisie comme exemple de pas d'échantillonnage pour l'interpolation des données).

3ème étape

- Remplacement des codes par les pourcentages en CaCO_3 correspondants. Il en résulte une courbe calcimétrique, représentative de la lithologie initiale, en fonction de l'épaisseur (fig. 38). On voit sur cette figure une partie de la courbe calcimétrique obtenue pour le Valanginien d'Angles (pas d'échantillonnage de 10 cm) ; elle est comparée à la courbe calcimétrique initiale (pas d'échantillonnage de 50 cm) et au profil lithologique correspondant. On peut voir que les contrastes lithologiques visibles sur le profil, sont bien retranscrits sur la courbe calcimétrique finale alors qu'ils ne le sont pas sur la courbe initiale.

III-2 - ANALYSE SPECTRALE DES DONNEES INTEGREES (LITHOLOGIE-CALCIMETRIE) - APPLICATION ET RESULTATS POUR CHAQUE ETAGE DE L'INTERVALLE BERRIASIEN-BARREMIEN

III-2a - Le Berriasien d'Angles

Sur la figure 39 est reportée la courbe calcimétrique totale. Les courbes calcimétriques des différents types lithologiques identifiés ne sont pas reportées, car les calcaires constituent l'essentiel de l'enregistrement carbonaté total. La contribution des autres faciès est mineure.

La construction du signal (calcimétrie+lithologie) nécessite, nous l'avons vu, une interpolation des données initiales. Le choix du nouveau pas d'échantillonnage est basé sur l'histogramme de fréquence des épaisseurs des unités lithologiques (fig. 40). Les effectifs montrent que les épaisseurs les plus fréquentes des bancs et interbancs du Berriasien de la série d'Angles sont comprises entre 2 et 6 cm. Compte tenu de ces observations, un pas constant de 5 cm est retenu. Les données sont alors rééchantillonnées tout les 5 cm. La courbe calcimétrique résultante est portée sur la figure 39.

Les deux procédures d'analyse spectrale sont appliquées aux nouvelles données calcimétriques.

Le spectre de la distribution en carbonates est porté sur la figure 41. Seul le spectre résultant de l'application de la méthode de Blackman & Tukey est figuré ; les résultats obtenus après application du maximum entropie sont identiques et n'apportent pas d'informations supplémentaires quant à la résolution des pics. Contrairement aux résultats obtenus lors de l'analyse spectrale à partir des données calcimétriques brutes, le spectre présenté ici montre des pics très nets correspondant à des cycles de plus petites longueurs d'onde. On peut constater sur cette figure que le pas d'échantillonnage semble adéquat car l'effet d'"aliasing" au niveau de la plus petite fréquence analysée est négligeable.

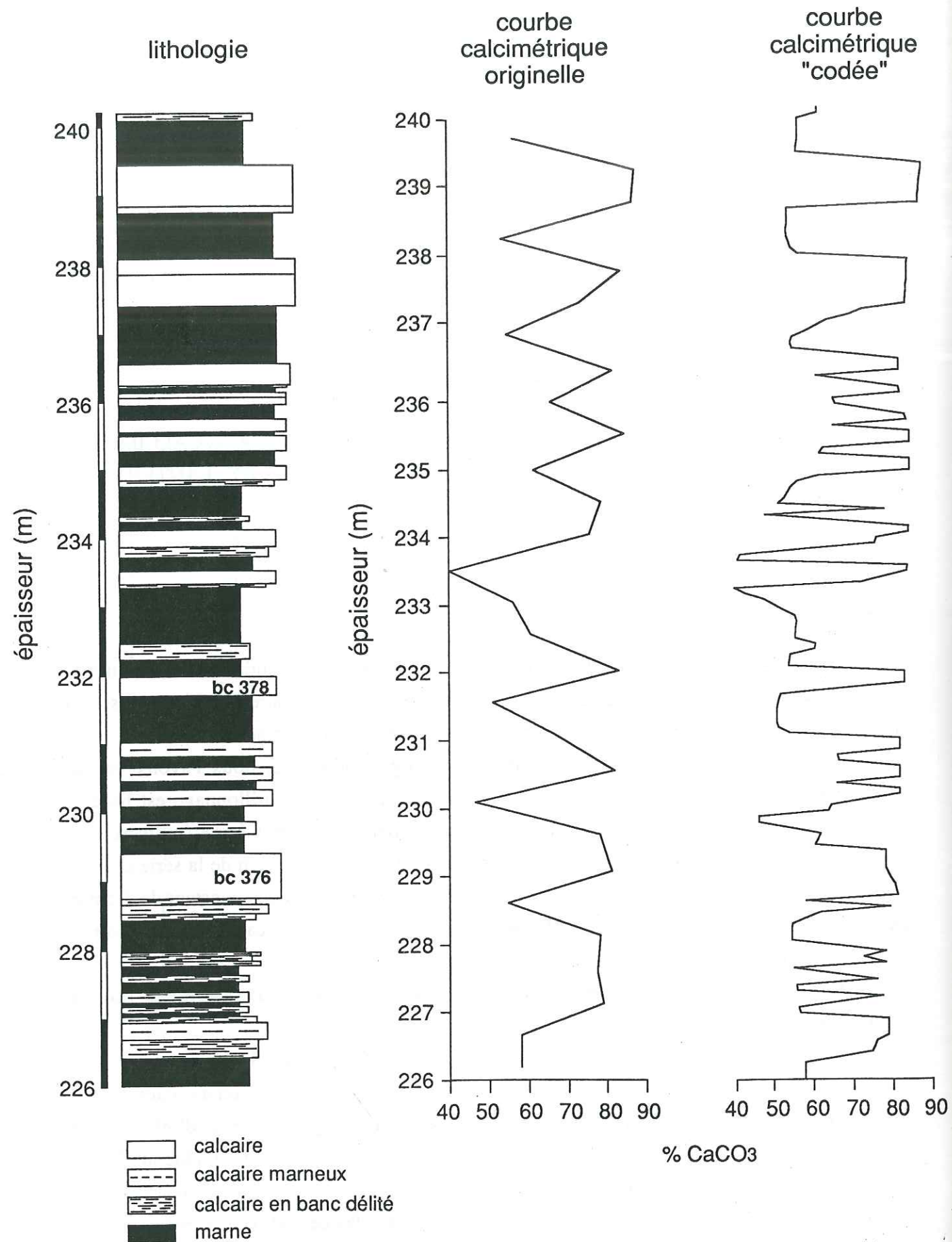


Fig. 38 - Comparaison des courbes calcimétriques initiale et finale dans la partie supérieure du Valanginien d'Angles (zone à *Callidiscus*).

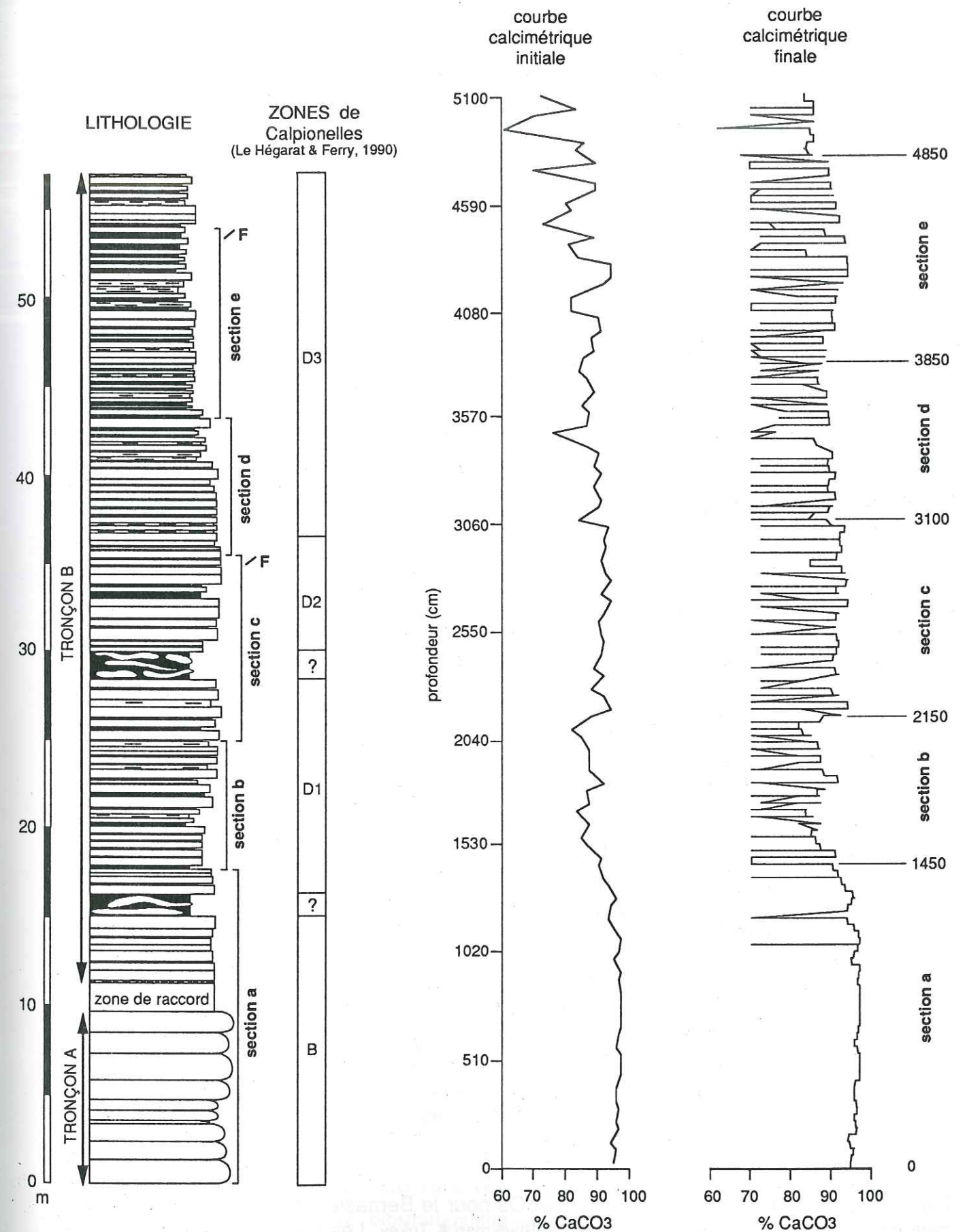


Fig. 39 - Courbes calcimétriques initiale (points tous les 50 cm) et finale (points tous les 5 cm) pour le Berriasien de la série d'Angles. Les petites sections retenues pour l'analyse spectrale fine, sont positionnées sur la courbe calcimétrique finale et sur la colonne lithologique.

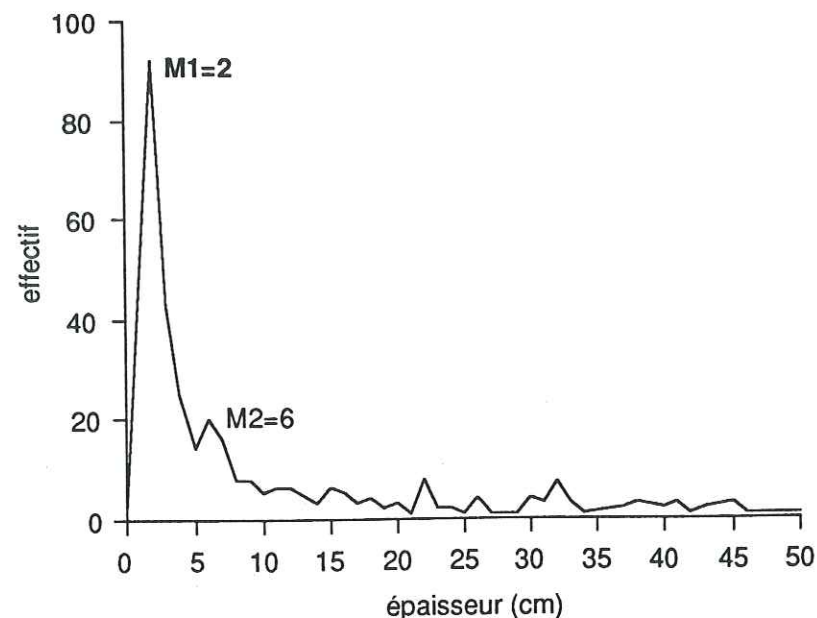


Fig. 40 - Courbe de fréquence des épaisseurs des unités lithologiques du Berriasien de la série d'Angles.

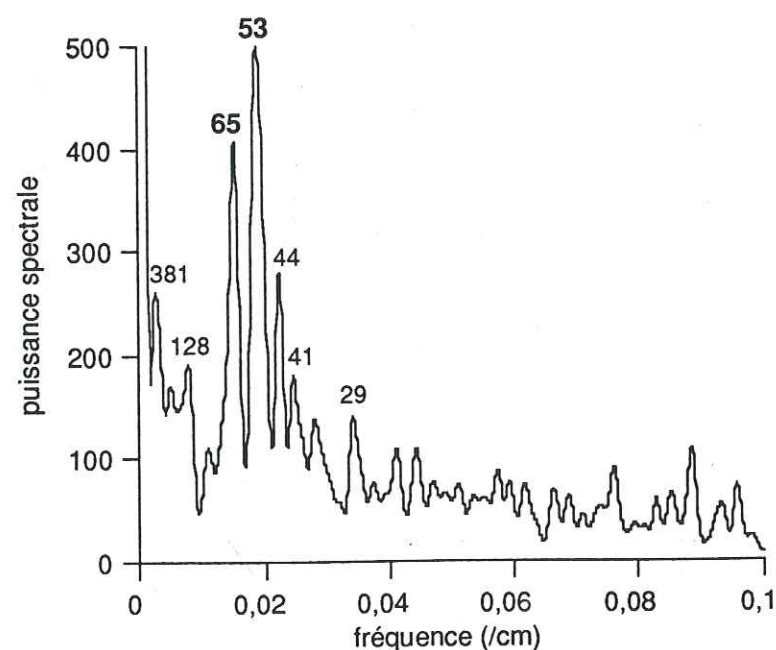


Fig. 41 - Spectre de la distribution en CaCO_3 pour le Berriasien de la série d'Angles. La méthode d'analyse spectrale utilisée est celle de Blackman & Tukey. Les chiffres situés au dessus des principaux pics, donnent la période en cm des cycles.

Trois pics situés entre 44 et 65 cm et correspondant très certainement au même signal prédominant dans le spectre. Des pics bien moins nets sur ce spectre global ressortent à 128 et 381 cm. A droite du pic situé à 29 cm, le signal est très bruité et les nombreux pics ont une amplitude négligeable (< 100 en ordonnée).

Nous avons vu que les hiatus affectant le Berriasien sont très importants et que l'épaisseur de la série affleurant à Angles représente en durée relative environ la moitié de l'étage. Les données utilisées pour l'analyse spectrale correspondent pour une partie au Berriasien inférieur (incomplet) et pour une autre partie au sommet du Berriasien supérieur. Ceci implique que le spectre total obtenu ne reflète pas forcément l'ensemble du Berriasien ; en particulier le taux de sédimentation peut varier du Berriasien inférieur au Berriasien supérieur, ce qui se traduit par des spectres très différents d'une moitié de l'étage à l'autre.

Nous allons donc tenter de définir l'évolution du spectre au cours du Berriasien. Pour cela nous divisons la série entière en une suite de petites sections qui sont définies en fonction des variations brutales du pourcentage en carbonates. Ce choix non aléatoire permet de s'assurer de la stabilité de la série en conservant pour chaque section la **stationnarité des données**. 5 sections successives (que l'on peut également nommer fenêtres temporelles, pour faire référence au paragraphe théorique sur l'analyse spectrale) ont été choisies (fig. 39) ; d'une épaisseur variable, chaque section doit contenir un certain nombre de points (au moins 100) si l'on veut réaliser une analyse spectrale fiable. Leur position par rapport à la colonne lithologique est également indiquée sur la figure 39. Les procédures d'analyse spectrale sont appliquées à chacune de ces sections et les résultats sont reportés sur la figure 42. Comme chaque section représente un enregistrement court, les spectres obtenus après application de la méthode du maximum entropie sont présentés ; ils permettent en particulier de définir précisément la période (en cm) associée aux cycles rencontrés.

La section a, qui correspond à la partie inférieure de la coupe (présence de lacunes très importantes), montre un spectre assez illisible présentant une très faible puissance spectrale. Si l'on regarde sur la figure 39 l'évolution de la teneur en carbonates à l'intérieur de cette section, on remarque immédiatement une absence de variations significatives dans cet intervalle ; cela explique en partie (avec les lacunes temporelles) le résultat spectral obtenu. Compte-tenu de ces données, les résultats de la section a ne seront pas exploités.

En ce qui concerne les sections supérieures, des pics significatifs apparaissent, mais leur localisation, leur forme et leur amplitude varient d'une section à l'autre. L'ensemble des spectres montre un pic dominant (ou un double pic pour la section c) dont l'amplitude varie entre 73 et 51 cm et une famille de pics mineurs situés respectivement à 35-29 cm, entre 25-23 cm et entre 18-17 cm.

Toute recherche d'un contrôle orbital de la sédimentation nécessite la transformation en temps des cycles identifiés en épaisseurs. Nous avons calculé précédemment les taux de sédimentation pour les intervalles biostratigraphiques D1/D2 et D3 (pour partie) correspondant à des zones à calpionelles. Les sections b et c sont situées dans le premier intervalle, les sections d et

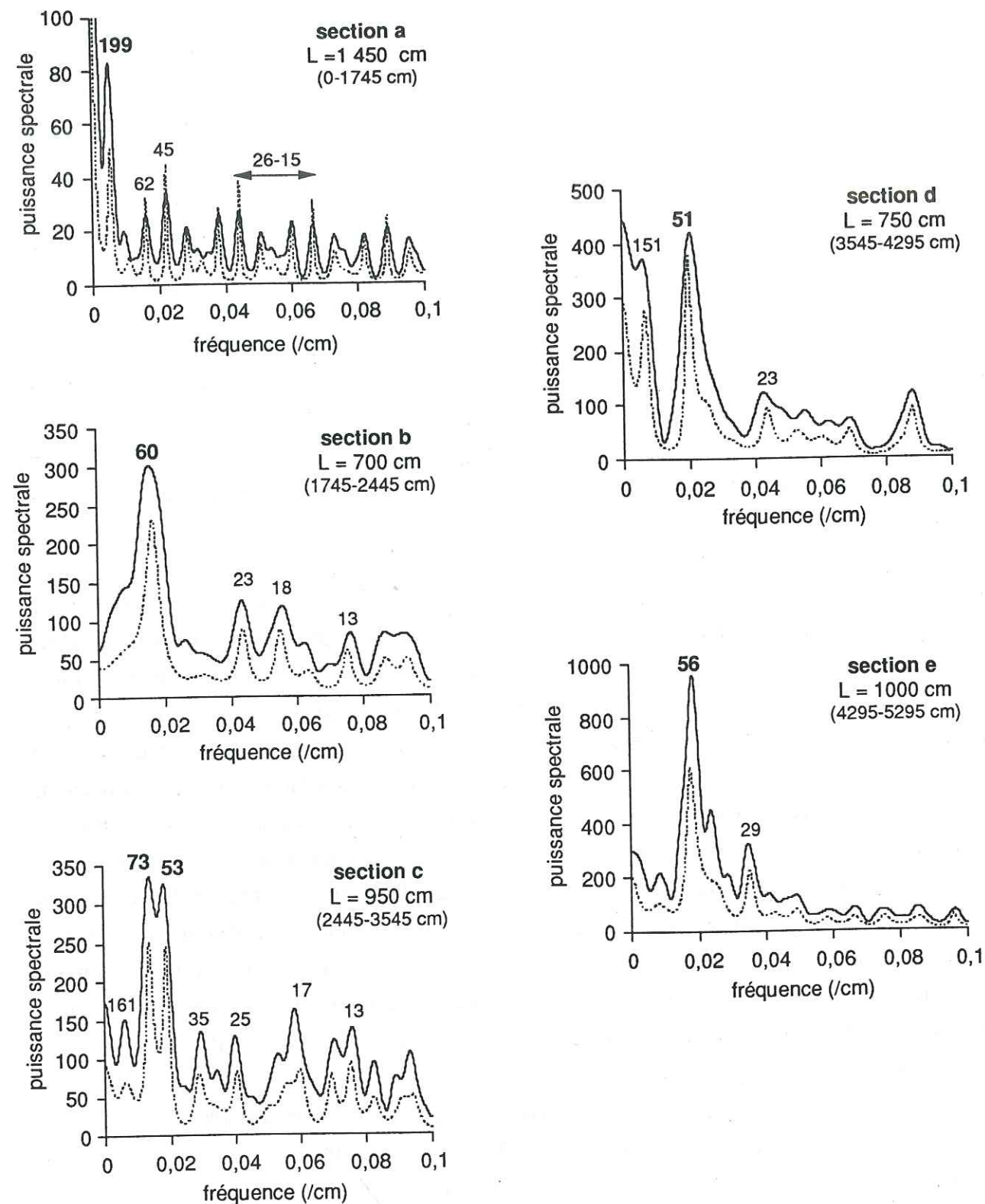


Fig. 42 - Spectres de 5 segments successifs de la série berriasienne d'Angles (en trait plein : spectre obtenu en appliquant la méthode de Blackman-Tukey ; en trait pointillé : spectre obtenu en appliquant la méthode du maximum entropie qui permet une meilleure résolution des pics). Les chiffres situés au dessus des principaux pics correspondent aux périodes (cm) des cycles. L représente la longueur d'une section. L'intervalle réel que représente chaque section sur la colonne lithologique (slumps compris) est également précisé : chiffres entre parenthèses.

e dans le second. Pour chacune des sections, nous avons estimé les périodicités des cycles carbonatés majeurs à partir des valeurs minimale et maximale des taux de sédimentation calculées pour les deux intervalles biostratigraphiques (cf. tabl. 7) ; les résultats sont figurés dans le tableau 8. Les périodicités des cycles carbonatés compris entre 35 et 151 cm sont situées dans la bande de fréquence de Milankovitch. En raison de l'écart important entre les différentes estimations du taux de sédimentation, mais également des variations rapides ou des discontinuités du taux de sédimentation entre ou à l'intérieur des sections, il s'avère difficile de reconnaître le ou les paramètres orbitaux qui régissent ces cycles carbonatés : le pic à 151 cm est difficile à interpréter : relève-t-il de l'excentricité ou de l'obliquité ? ; les pics situés entre 73 et 51 cm représenteraient soit le cycle de l'obliquité soit celui de la précession ; s'agit-il du même pic dont l'amplitude varie en fonction des changements du taux de sédimentation ? ou de pics distincts correspondant à deux signaux différents ? Pour tenter de répondre à ces questions, nous devons regarder plus en détail l'évolution du spectre dans les quatre sections (b, c, d, e) du Berriasien supérieur. Cet ensemble a de nouveau été scindé en petits segments successifs (9 au total) de longueur identique (4 m). Une nouvelle analyse spectrale a été effectuée sur ces segments ; les spectres obtenus par la méthode du maximum entropie (signal étudié très court) sont tous présentés sur un seul graphe (fig. 43) afin de pouvoir suivre les déplacements et les variations d'amplitude d'un même pic. La comparaison des sous-spectres successifs révèle une migration le long de l'axe fréquentiel des principaux pics identifiés dans les sections principales (b, c, d, e). Ainsi, la première famille de pics (73 - 51 cm) correspond en fait à un seul et même pic (numéroté 1 sur la figure) dont l'amplitude varie entre 79 et 44 cm à l'intérieur des petits segments. De même, la seconde famille de 3 pics mineurs, situés respectivement à 35-29 cm ; 25-23 cm et 18-17 cm dans les sections principales, correspond en fait à deux pics (numérotés 2 et 3 sur la figure). Ils sont plus difficiles à suivre sur les petits segments que le pic 1, dont l'amplitude varie approximativement de 20 à 29 cm (pic 2) et de 15 à 18 cm (pic 3 lorsqu'il est visible). Le pic 4, identifié dans certaines sections est plus difficile à repérer dans l'ensemble. Le déplacement de la période assignée à un cycle carbonaté en fonction de l'épaisseur de la série, est le résultat des petits changements brutaux du taux de sédimentation ou des hiatus affectant la série du Berriasien supérieur. A partir de l'évolution le long de l'axe fréquentiel du pic 1, il est possible de construire une courbe de variation relative du taux de sédimentation en fonction du temps (fig. 43). Les variations du taux de sédimentation sont assez faibles, avec un maximum dans le segment c et un minimum dans le segment f. Les différentes valeurs de la périodicité (en temps) calculées pour le cycle carbonaté 1 sont reportées dans le tableau 9. D'après ces résultats, on peut dire que ce cycle carbonaté reflète le signal de la précession. Les valeurs minimales : 17,9 et 18,3 m/ma du taux de sédimentation pour les deux intervalles biostratigraphiques sont certainement trop faibles compte tenu des périodicités résultantes ; le taux de sédimentation minimum devait être dans tous les cas supérieur à 20 m/ma et inférieur à 28 m/ma. Cette interprétation nous conduit à restreindre la durée (ma) respective des intervalles biostratigraphiques (sous-zones à calpionelles) par rapport aux données du tableau 7 : de 1,29 à 1,3 ma (données de Harland *et al.* (1990) et Bralower *et al.* (1990)) pour l'intervalle D1/D2 et de 0,77 à 0,92 ma

sections	période des pics principaux (cm)	périodicités correspondantes (en années) calculées à partir des estimations minimale et maximale du taux de sédimentation pour l'intervalle D1/D2	28,7 m/ma
b	60	33519	20906
	23	12849	8014
	18	10056	6272
c	73	40782	25435
	53	29609	18467
	17	9497	5923
	35	19553	12281
	25	13966	8711

sections	période des pics principaux (cm)	périodicités correspondantes (en années) calculées à partir des estimations minimale et maximale du taux de sédimentation pour l'intervalle D3 (pour partie)	26,2 m/ma
d	51	27869	19465
	151	82514	57633
	23	12568	8778
e	56	30601	21374
	29	15847	11069

Tabl. 8 - Durées des cycles carbonatés pour quatre sections du Berriasien supérieur de la coupe d'Angles.

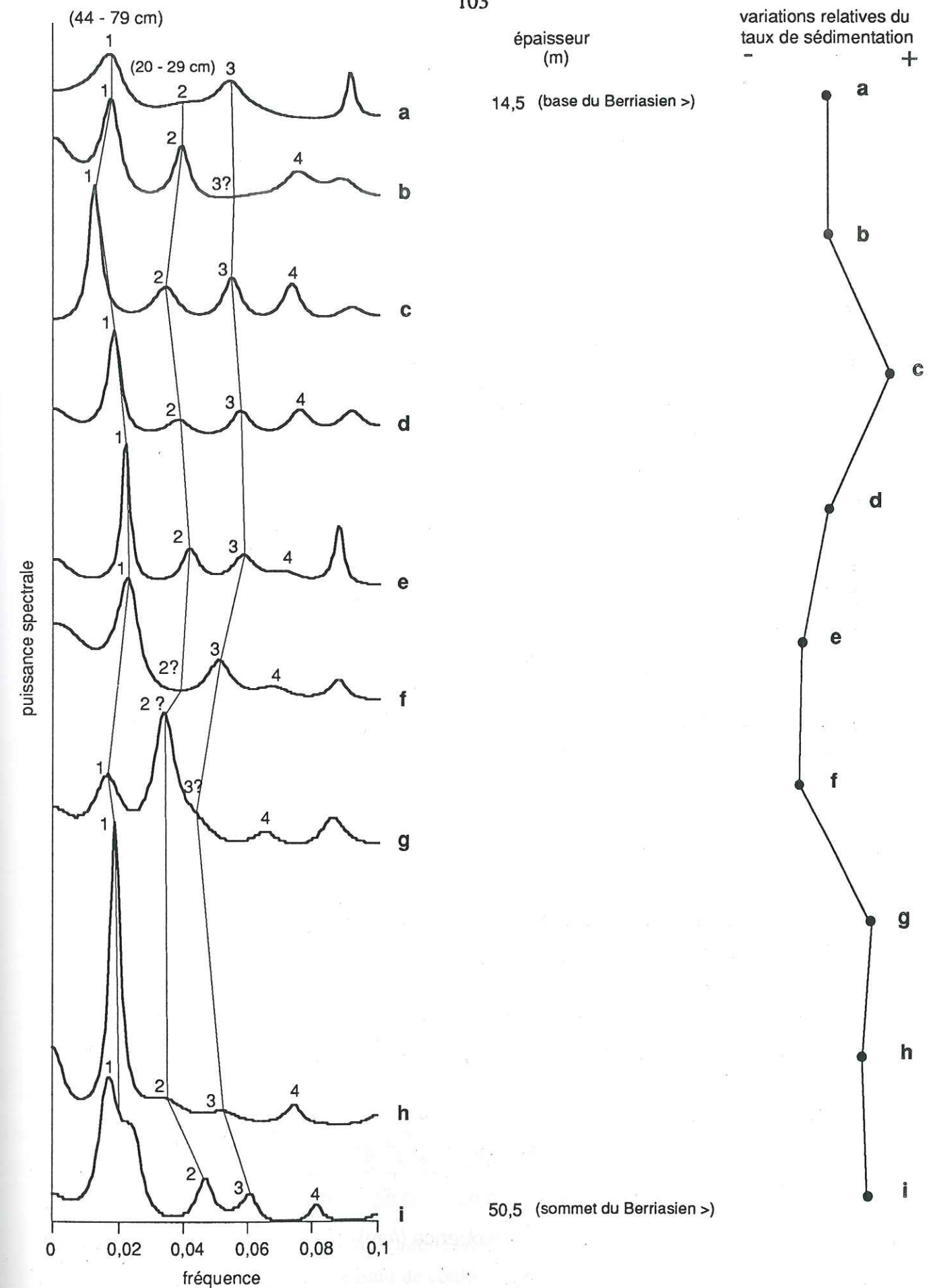


Fig. 43 - Spectres obtenus après application de la méthode du maximum entropie pour une série de sections successives (longueur de la fenêtre temporelle = 4 mètres) du Berriasien supérieur d'Angles.

sous-sections		période du pic dominant (cm)	périodicités (en années) du cycle dominant calculées à partir des différents taux de sédimentation					
			(ép. de l'intervalle D1/D2 = 29 m)			(ép. de l'intervalle D1/D2 = 37 m)		
			17,9 m/ma	22,3 m/ma	22,5 m/ma	22,8 m/ma	28,5 m/ma	28,7 m/ma
INTERVALLE D1/D2	a	59	32961	26457	26222	25877	20701	20557
	b	58	32402	26009	25777	25438	20351	20209
	c	79	44134	35426	35111	34649	27719	27526
	d	54	30167	24215	24000	23684	18947	18815
	e	46	25698	20628	20444	20175	16140	16028
			(ép. de l'intervalle D3 = 20,2 m)					
			18,3 m/ma	21,9 m/ma	26,2 m/ma			
INTERVALLE D3 (pour partie)	f	44	24044	20091	16794			
	g	62	33880	28310	23664			
	h	53	28962	24201	20229			
	i	50	27322	22831	19084			

Tabl. 9 - Estimations de la durée du cycle carbonaté dominant pour les différentes sous-sections du Berriasien supérieur d'Angles.

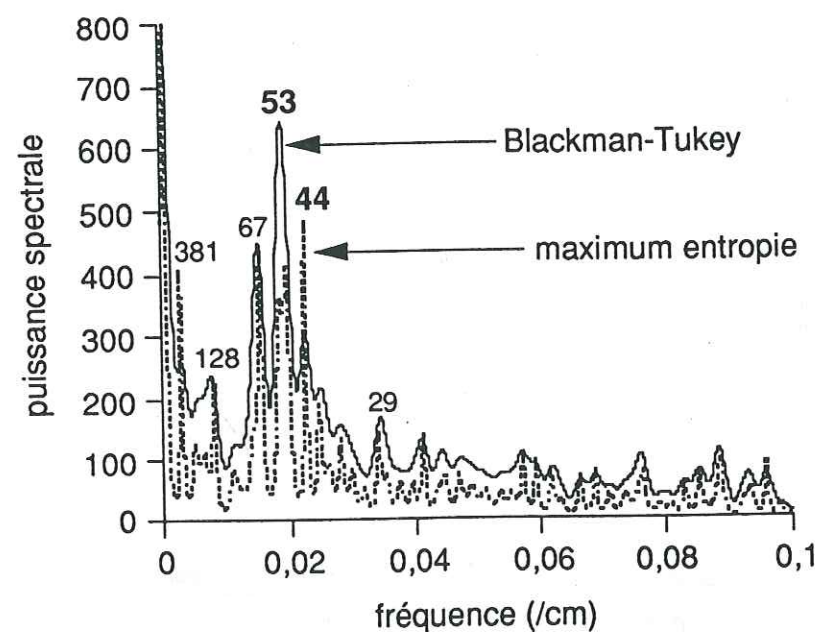


Fig. 44 - Spectres obtenus après élimination du premier segment.

(données de Harland *et al.* (1990) et Kent & Gradstein (1985)) pour l'intervalle D3 (pour partie). Les pics restants 2 et 3 sont situés en dehors de la bande de fréquence de Milankovitch ; pour un taux de sédimentation variant entre 20 et 28 m/ma, leurs durées respectives sont comprises, pour un pic à 29 cm, entre 10 400 et 14 500 ans ; pour un pic à 18 cm, entre 6500 et 9000 ans. Ces cycles mineurs représentent très certainement la cyclicité alternante banc-interbanc.

Nous avons ensuite regroupé les sections principales (b, c, d, e) afin d'obtenir un spectre global, visible sur la figure 44. Ce spectre permet de mettre en évidence les cycles carbonatés de grande longueur d'onde (128 cm, 381 cm) impossibles à distinguer sur les enregistrements très courts des petites sections. Ces cycles carbonatés sont difficiles à interpréter. Si l'on considère que le taux de sédimentation pour l'ensemble variait entre 20 et 28 m/ma, le cycle à 128 cm aurait une durée comprise entre 46 000 et 64 000 ans qui pourrait être rapprochée de la valeur du cycle de l'obliquité ; quant au cycle à 381 cm, qui ressort d'ailleurs assez bien sur le spectre global, sa durée serait comprise entre 136 000 et 190 000 ans ; ces périodicités sont trop différentes de la valeur du cycle le plus court de l'excentricité (100 000 ans) pour être interprétées dans ce sens. La famille de pics dominants situés entre 44 et 67 cm représente le ou les cycles de la précession, signal le plus clairement enregistré dans le Berriasien supérieur.

En résumé, le traitement des données calcimétriques par analyse spectrale de la série berriasienne d'Angles a été concluant pour la partie supérieure de cet étage (sous-zones à calpionelles D1/D3 (pour partie)) ; pour la partie inférieure, la présence de lacunes temporelles très importantes (lacune du sommet du Berriasien inférieur, de la totalité du Berriasien moyen et de la base du Berriasien supérieur), conduit à des résultats totalement biaisés. Cette étude a permis de mettre en évidence la présence de cycles carbonatés majeurs dans le Berriasien supérieur très calcaire (84,6 % de CaCO_3 en moyenne). Le forçage dominant de ces cycles est celui de la précession des équinoxes ; en outre, des cycles mineurs de plus grande longueur d'onde, non interprétés pour l'instant, ont une forte intensité. La durée des sous-zones à calpionelles D1/D2 et D3 (pour partie) établies à partir d'échelles de temps récentes se situait respectivement entre 1,29 et 1,62 ma et entre 0,77 et 1,1 ma. La reconnaissance de cycles carbonatés dominants, relatifs à la précession, dans l'ensemble des sous-zones D1-D3 permet de montrer que les durées de 1,62 et 1,1 ma proposées pour ces sous-zones sont surestimées.

Comparaison de la cyclicité carbonatée des séries alternantes du Berriasien supérieur d'Angles et de la Faurie (bassin vocontien)

Une étude spectrale similaire, fondée sur des pourcentages en carbonate de calcium, a été réalisée sur le Berriasien supérieur de la Faurie (Ravin de Dreymieu, Hautes Alpes) par Ten Kate & Sprenger (1992). Il est donc intéressant de confronter nos résultats aux données obtenues dans le cadre d'une étude comparable, effectuée dans la même entité stratigraphique et paléogéographique. La coupe du Ravin de Dreymieu présente une succession lithologique identique à celle de la coupe

d'Angles avec une alternance de calcilutites, de calcilutites marneuses et de marnes. Le traitement par analyse spectrale est basé sur un nombre de données calcimétriques (740 mesures) largement supérieur à celui que nous avons utilisé à Angles (102) ; la résolution spectrale est donc meilleure pour la coupe de la Faurie. La technique d'analyse spectrale utilisée, qui est celle de Blackman & Tukey, est la même dans les deux cas. Les spectres obtenus (en épaisseur puis en temps) sont reproduits sur la figure 45 et comparés aux spectres de la coupe d'Angles. Le premier spectre montre un nombre de pics beaucoup plus important pour la série de la Faurie ; les périodicités (en épaisseurs) des différents pics sont malgré tout comparables dans les deux séries. Les pics dominants sont compris entre 41 et 65 cm à la Faurie, comme dans la série d'angles. On retrouve également, dans les deux premiers spectres, des pics situés entre 127 et 143 cm correspondant à Angles au pic à 128 cm et un double pic entre 286 et 375 cm que l'on peut corrélérer au pic à 381 cm dans la série d'Angles. Un pic supplémentaire de grande longueur d'onde (750 cm dans le premier spectre, 667 cm dans le second) apparaît dans la succession de la Faurie mais n'est pas identifié à Angles. Si les spectres calculés en épaisseurs se corrélaient assez bien entre les deux séries, il n'en est pas de même pour les spectres convertis en temps. Le spectre temporel n°3 de la Faurie équivalent du spectre n°2 (en épaisseur), montre des cycles carbonatés dont les périodicités sont situées exactement dans la bande de fréquence de Milankovitch ; les différents paramètres de l'orbite terrestre sont identifiés (petit cycle de l'excentricité, les deux cycles de l'obliquité et les deux cycles de la précession). Le signal le plus clairement enregistré est celui de la précession. Si ce dernier fait majeur ne diffère en rien des résultats obtenus pour la série d'Angles, nous sommes par contre en désaccord avec les durées estimées pour les différents cycles carbonatés. Ces durées sont plus courtes à la Faurie qu'à Angles car Ten Kate & Sprenger (1992) ont choisi un cadre chronostratigraphique inexact. En effet, l'épaisseur de la succession analysée à la Faurie représente 40,5 m. D'après les auteurs, la formation analysée est située biostratigraphiquement dans la sous-zone à calpionelles D1, dont la base serait placée 2 à 5 m en dessous de l'intervalle échantillonné et le toit au sommet de cet intervalle. Ten Kate & Sprenger considèrent alors que la sous-zone D1 est représentée dans la coupe de la Faurie par une épaisseur de sédiments comprise entre 42 et 45 m. D'après le Hégarat (1971) l'ensemble du Berriasien dans la coupe de la Faurie (ravin de Dreymieu) a une puissance de 50 m. Dans cette partie de la fosse vocontienne, l'épaisseur totale du Berriasien se situe entre 45 et 60 m et les déformations synsédimentaires sont inconnues contrairement à ce que l'on observe à Angles. La coupe du Ravin de Dreymieu présente ensuite de très nombreuses zones d'invisibilité (Charollais, communication orale) qui ne sont absolument pas mentionnées sur la coupe effectuée par Ten Kate & Sprenger. L'étude des calpionelles récoltées dans cette coupe, réalisée par Le Hégarat, indique que la sous-zone D1 représente au plus une quinzaine de mètres de sédiments, estimation tout à fait cohérente avec l'épaisseur représentée par cette biozone dans d'autres coupes de cette partie de la fosse vocontienne. En raison de ces arguments, il paraît clair que le calage biostratigraphique par les calpionelles proposé par Ten Kate & Sprenger pour l'intervalle échantillonné est inexact. D'autre part, ces auteurs admettent pour l'intervalle étudié, un taux de sédimentation constant égal à 67 m/ma, valeur très élevée qui diffère fortement des taux de

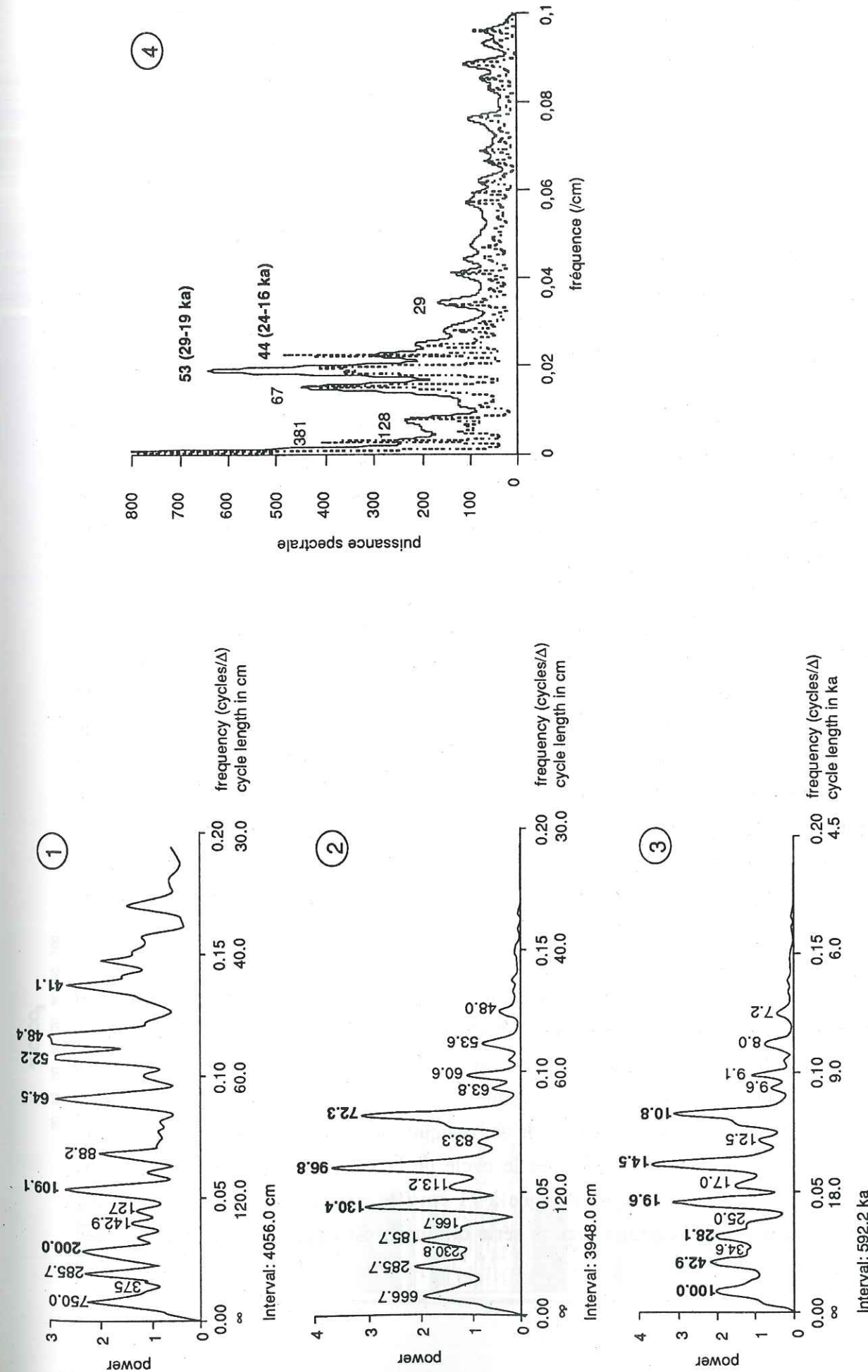


Fig. 45 - Comparaison des spectres de la distribution du carbonate de calcium/ résidu insoluble (argiles) obtenus pour la succession de La Faurie par Ten Kate & Sprenger (1992) (1 à 3) avec le spectre de la distribution du carbonate de calcium de la succession d'Angles obtenu au cours de cette étude (4).

1 et 2 : à partir des données en épaisseurs ; les périodicités des cycles (en cm) sont indiquées le long de l'axe horizontal au sommet des pics ; (1 ka = 1 000 ans).
3 : à partir des données converties en temps (le taux de sédimentation adopté est de 67 mm/ka) ; les périodicités calculées des cycles sont indiquées au sommet de chaque pic.
L'intervalle compris entre les fréquences 0,2 et 0,5 n'a pas été reproduit car le pouvoir spectral calculé dans cet intervalle oscille autour de valeurs très faibles (entre 0 et 0,2).

sédimentation estimés généralement pour les carbonates pélagiques, entre 10 et 30 m/ma (Einsele, 1992). L'environnement de dépôt, décrit par Ten Kate & Sprenger (1992), comme un milieu de mer ouverte relativement tranquille, s'oppose en effet à l'idée d'une sédimentation rapide.

III-2b - Le Valanginien d'Angles

Cette étude (Giraud *et al.*, 1994) a été effectuée à deux échelles différentes :

- sur le faisceau carotté du Valanginien supérieur ;
- sur l'ensemble de la série valanginienne.

III-2b1 - Le faisceau Valanginien d'Angles

Le pourcentage en carbonates a été mesuré à pas constant de 5 cm. L'enregistrement carbonaté résultant est dominé par des fluctuations à haute fréquence avec des maxima centrés au niveau des bancs calcaires et des minima centrés au niveau des interbancs marneux (fig. 46). Ces oscillations représentent des petits cycles inférieurs en épaisseur à l'alternance lithologique banc calcaire-interbanc marneux visible sur la colonne lithologique.

La précision de cet enregistrement est telle que l'analyse spectrale est réalisée sur les données calcimétriques brutes sans intégrer les données lithologiques.

Le spectre de la distribution des carbonates (fig. 47) montre un seul pic dominant à 119 cm.

D'après les différentes échelles de temps (cf. tabl. 6), la durée du Valanginien est comprise entre 5,7-5,9 ma d'après Harland *et al.* (1990) et Huang *et al.* (1993) et 9 ma d'après Hallam *et al.* (1985) avec un consensus à 7-8 ma pour Kent & Gradstein (1985) et Odin & Odin (1990). Le taux de sédimentation moyen calculé pour l'ensemble du Valanginien varie entre 25 et 40 m/ma, ce qui donne pour le pic à 119 cm une durée comprise entre 47 000 et 29 000 ans. En choisissant comme valeur 32,1 m/ma (calculée à partir d'une durée du Valanginien égale à 7 ma d'après Kent & Gradstein) on obtient pour le pic une période de 37 000 ans, proche de la période principale de l'obliquité.

Pour faire ressortir l'importance relative du signal de l'obliquité dans cette série, nous lui appliquons un filtre passe-bande centré sur une fréquence de 119 cm (fig. 48). Comparée au profil calcimétrique initial, la série filtrée est particulièrement significative avec des variations dans l'amplitude du signal qui coïncident avec les principaux pics carbonatés. Ces pics expriment les principaux bancs identifiés sur la colonne lithologique.

Si le cycle de 119 cm correspond au cycle de l'obliquité, le pic situé à 71 cm et visible sur le périodogramme (cf. fig. 47) doit représenter le cycle de la précession. Comme dans le cas précédent nous avons filtré la série carbonatée à 71 cm (fig. 49). L'amplitude du signal est beaucoup plus faible et le déphasage avec la série originelle est important. Ces petits cycles

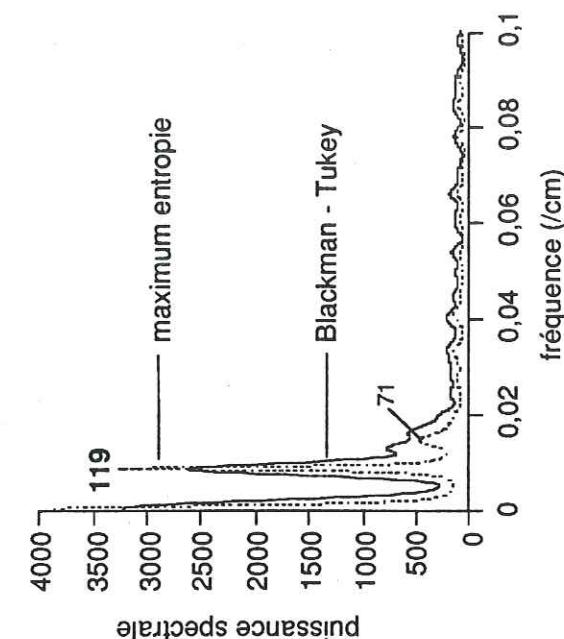


Fig. 47 - Spectre de la distribution du carbonate de calcium pour le faisceau du Valanginien supérieur. Les périodes des cycles (en cm) sont indiquées.

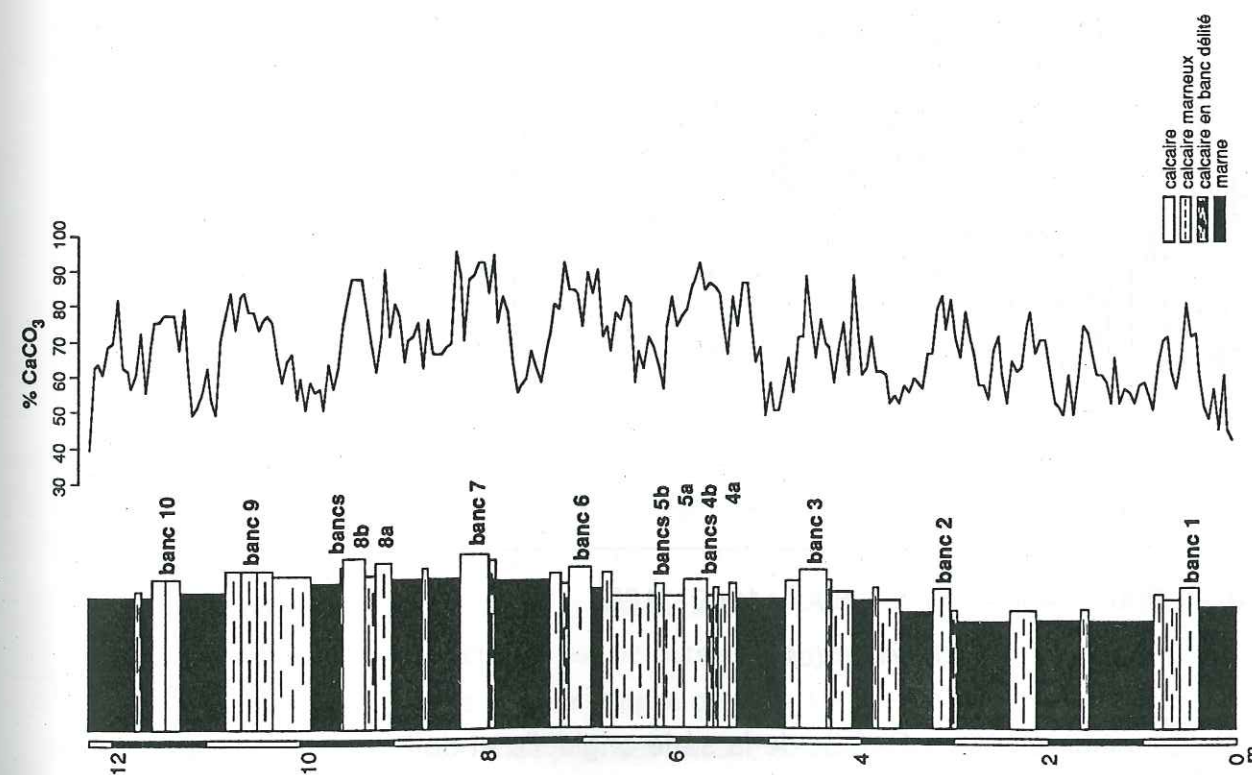


Fig. 46 - Le faisceau du Valanginien supérieur de la coupe d'Angles. Evolution de la calcimétrie.

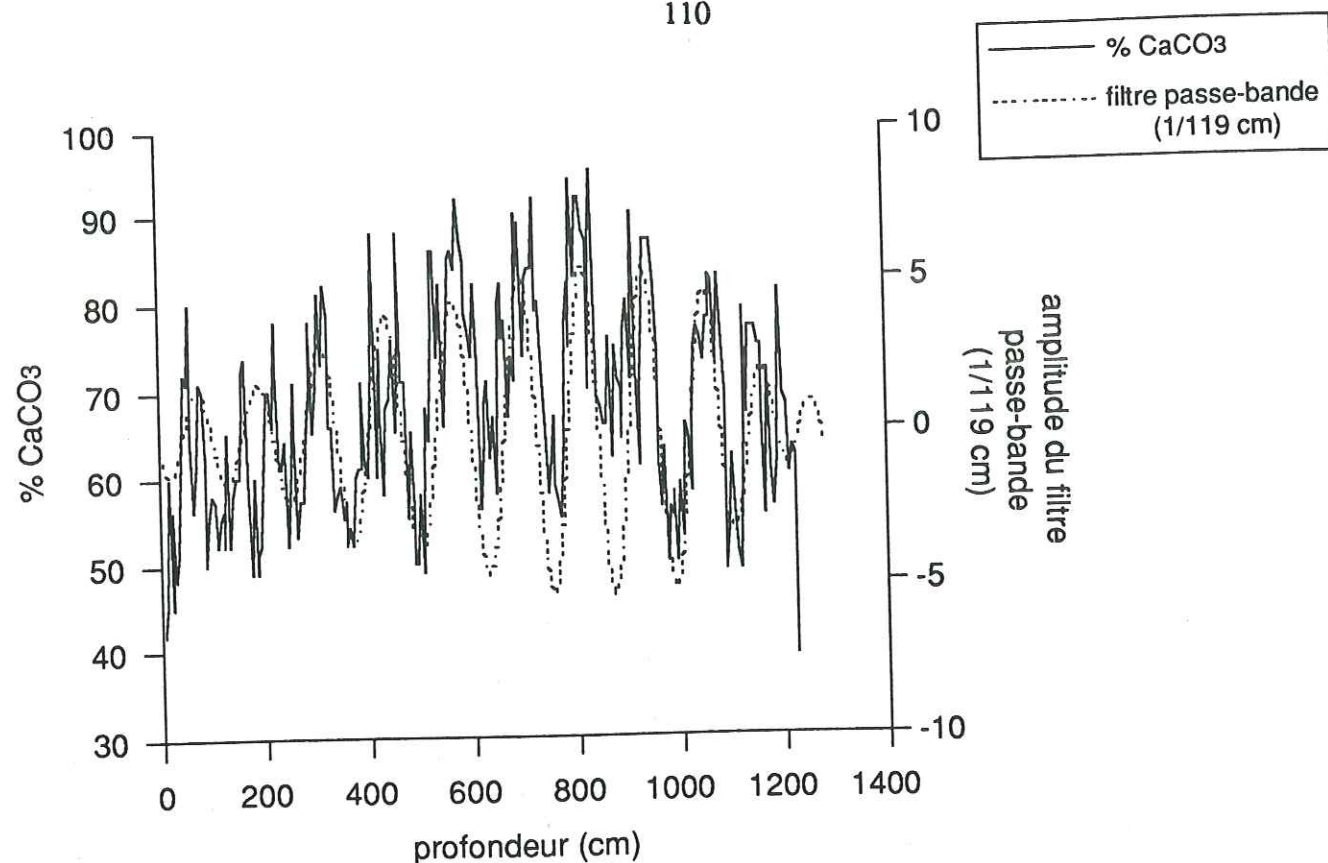


Fig. 48 - Comparaison du % en CaCO_3 de la série originelle et de la série filtrée à 119 cm (trait pointillé) dans le faisceau Valanginien.

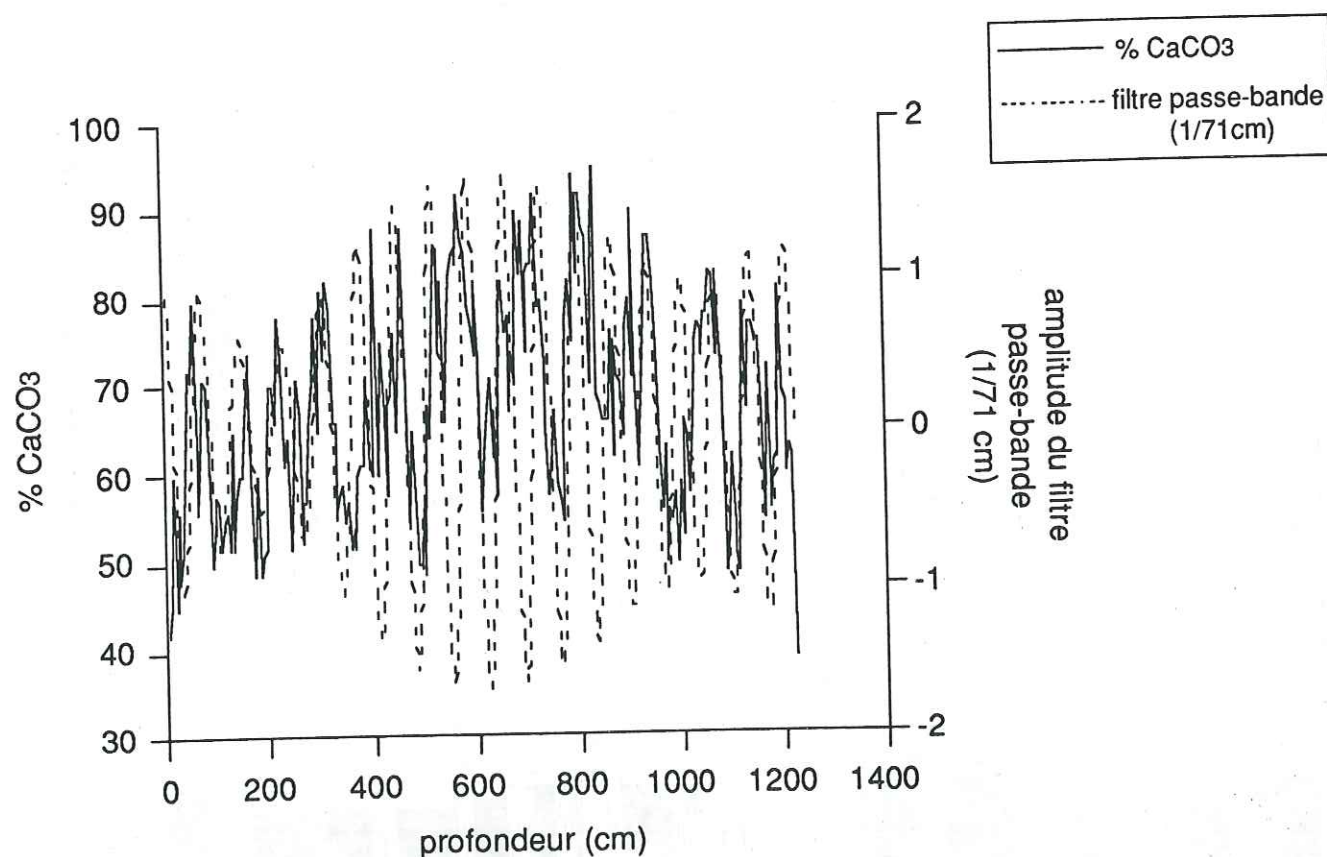


Fig. 49 - Comparaison du % en CaCO_3 de la série originelle et de la série filtrée à 71 cm (trait pointillé) dans le faisceau Valanginien.

carbonatés correspondent très certainement aux bancs et interbancs mineurs qui doublent les alternances élémentaires dans le faisceau d'Angles.

En résumé, l'étude détaillée de la teneur en CaCO_3 entreprise sur le faisceau Valanginien permet de mettre en évidence une cyclicité calquée sur la cyclicité lithologique (couplets élémentaires). Le signal de l'obliquité en est apparemment le principal moteur.

Nous allons maintenant étudier l'enregistrement carbonaté pour l'ensemble de la succession valanginienne.

III-2b2 - Le Valanginien dans son ensemble

Le traitement de cette série intègre les données calcimétriques et les épaisseurs lithologiques. Sur la figure 50 sont reportées la courbe calcimétrique totale avec un échantillonnage égal à 50 cm et les courbes calcimétriques pour les différents types lithologiques identifiés. Cette figure montre clairement que les marnes contribuent à la plus grande part de l'enregistrement carbonaté total.

La construction du signal (calcimétrie+lithologie) nécessite, nous l'avons vu, une interpolation des données initiales. Le choix du nouveau pas d'échantillonnage est basé sur la courbe de fréquence des épaisseurs (fig. 51). Compte tenu des deux principaux modes rencontrés, un pas constant de 10 cm est retenu. Les données sont alors rééchantillonnées. La courbe calcimétrique finale n'est pas exposée ici, en raison de sa longueur.

Les procédures d'analyse spectrale habituelles sont appliquées aux nouveaux pourcentages en CaCO_3 , en distinguant d'une part l'ensemble du Valanginien puis, d'autre part, Valanginien inférieur et supérieur. Les résultats de ce traitement sont représentés sur la figure 52. Le spectre de la distribution du carbonate calculé par la méthode de Blackman & Tukey pour l'ensemble du Valanginien (fig. 52a), révèle deux populations de pics :

- 3 pics dominants à 169, 141 et 101 cm ;
- des pics mineurs entre 80 et 65 cm.

La série valanginienne est globalement constituée par deux épisodes sédimentaires différents : le Valanginien inférieur à dominante calcaire et le Valanginien supérieur à dominante marneuse. Les figures 52b et 52c montrent les spectres dérivés de la teneur en carbonates pour le Valanginien inférieur et supérieur. On y retrouve les populations de pics identifiées auparavant :

le Valanginien inférieur est caractérisé par un pic dominant à 100 cm et trois groupes de pics à 164 cm, 78 - 65 cm et 55 - 43 cm ;

le Valanginien supérieur présente de larges pics à 178, 143 et 119 cm.

Ces résultats montrent que le Valanginien inférieur, période où les alternances sont à dominante calcaire, est caractérisé par de pics de courte période et le Valanginien supérieur à dominante marneuse, par des pics de longue période. Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer cette différence entre périodes calcaire et marneuse :

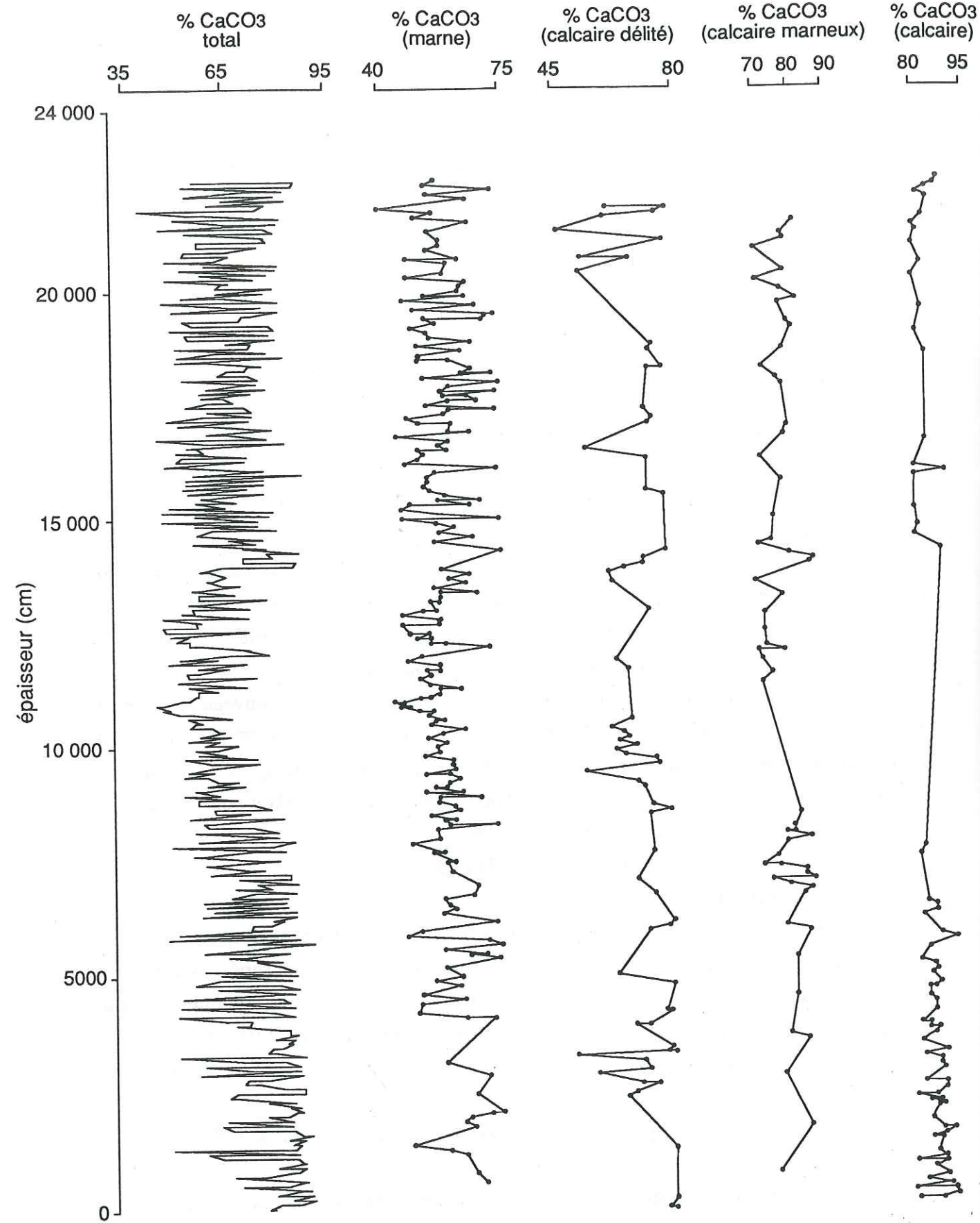
% CaCO₃

Fig. 50 - Evolutions de la teneur en CaCO₃ (points tous les 50 cm) en fonction de l'épaisseur dans le Valanginien de la coupe d'Angles.

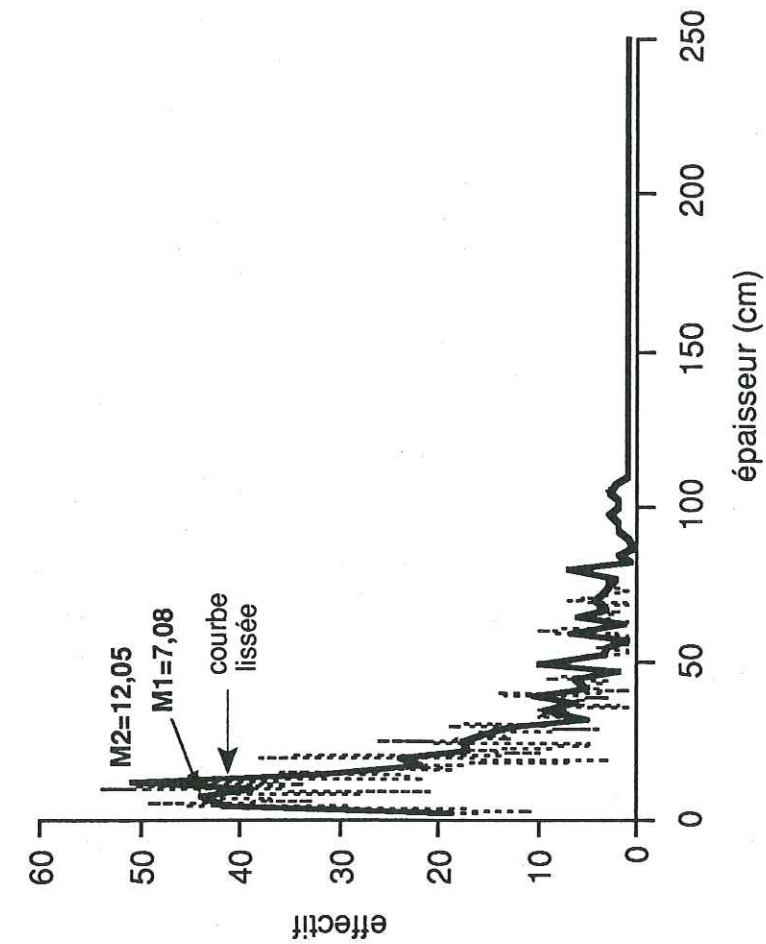


Fig. 51 - Courbes de fréquence des épaisseurs des unités lithologiques du Valanginien de la série d'Angles.

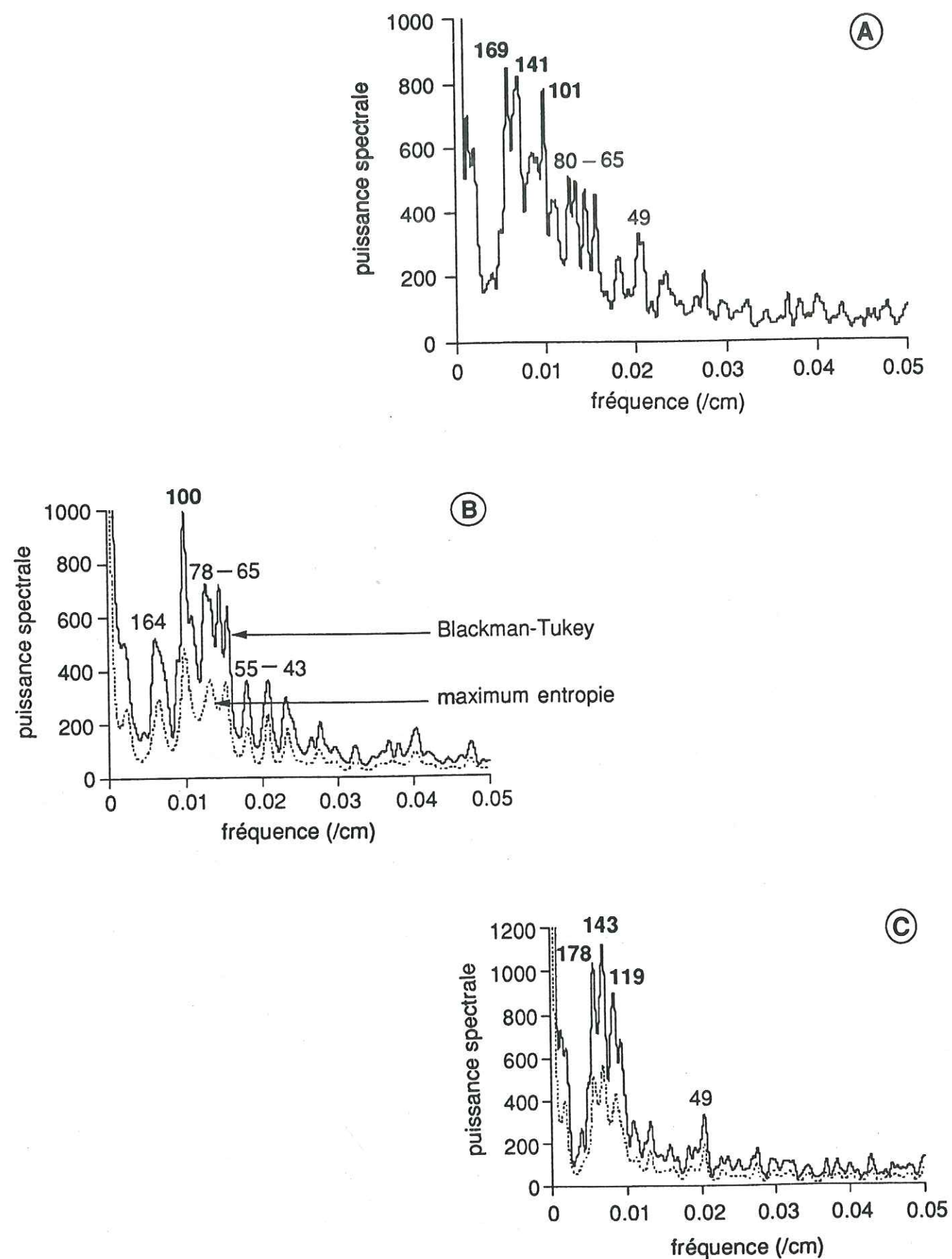
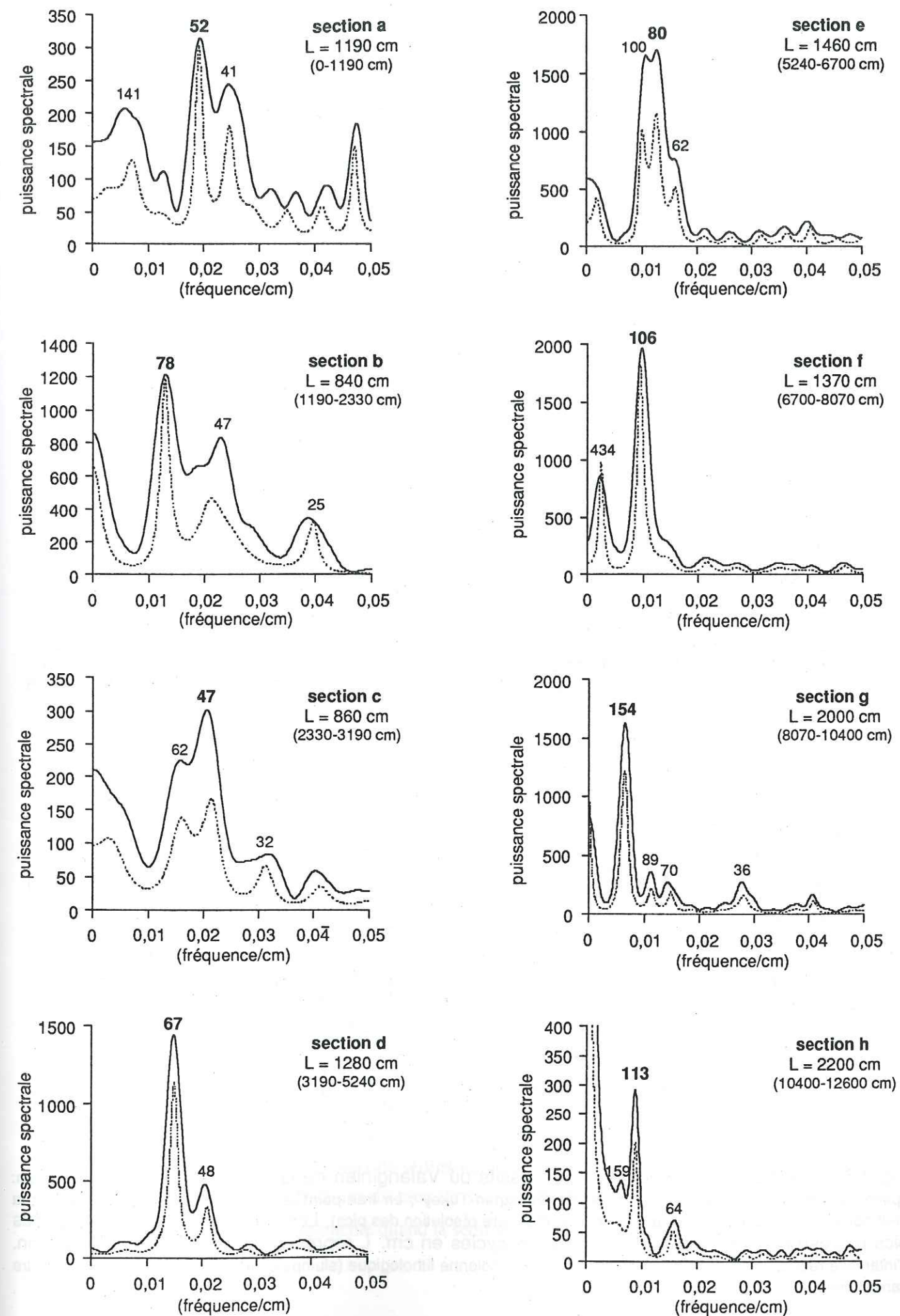


Fig. 52 - Spectres de la distribution du carbonate de calcium pour A : l'ensemble du Valanginien, B : le Valanginien inférieur et C : le Valanginien supérieur de la coupe d'Angles. Les périodes (cm) associées aux principaux pics spectraux sont indiquées.



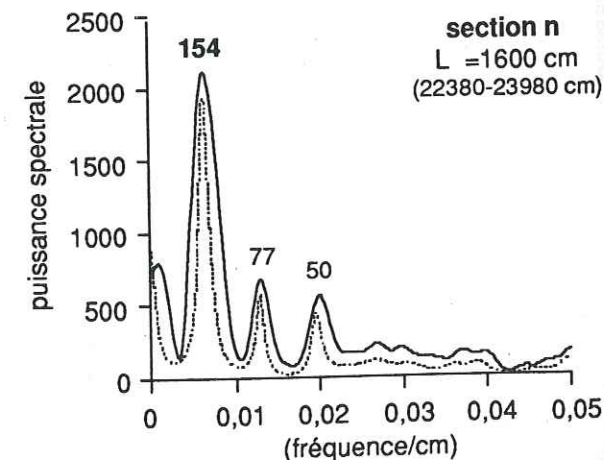
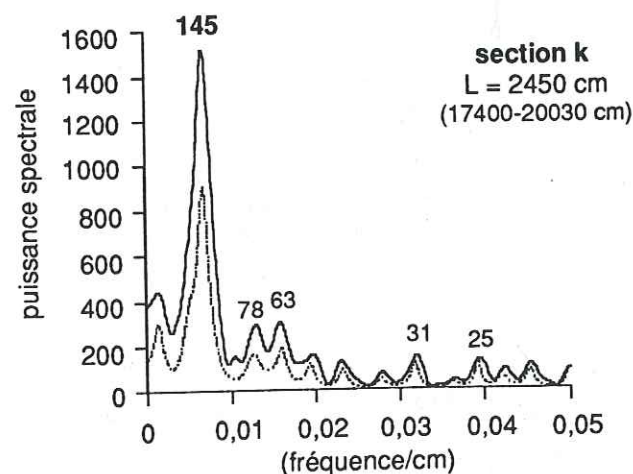
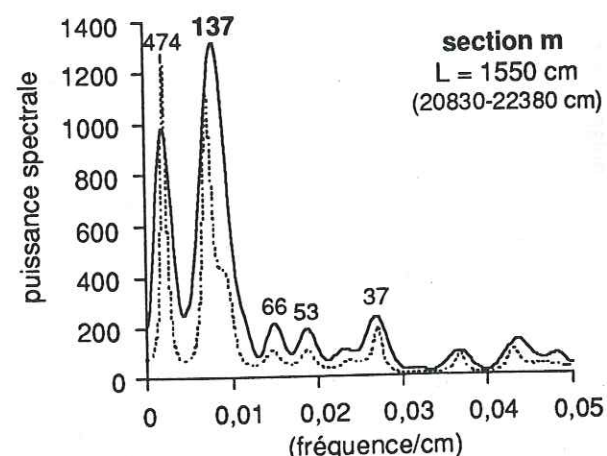
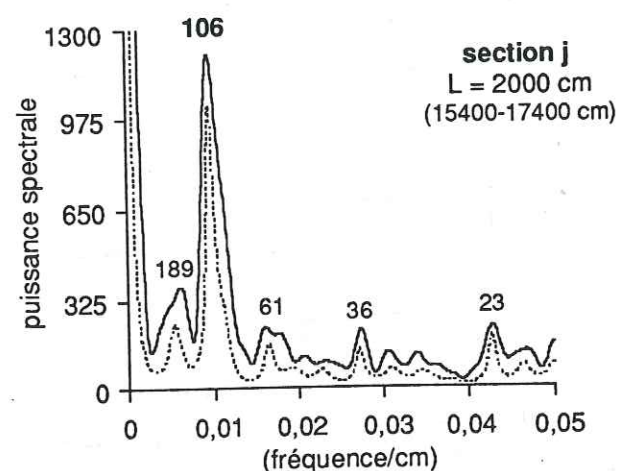
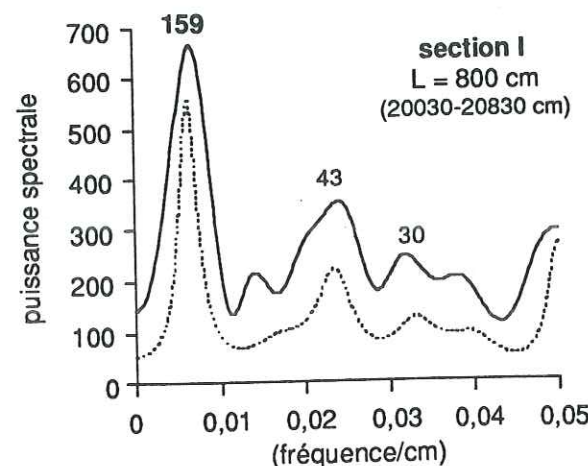
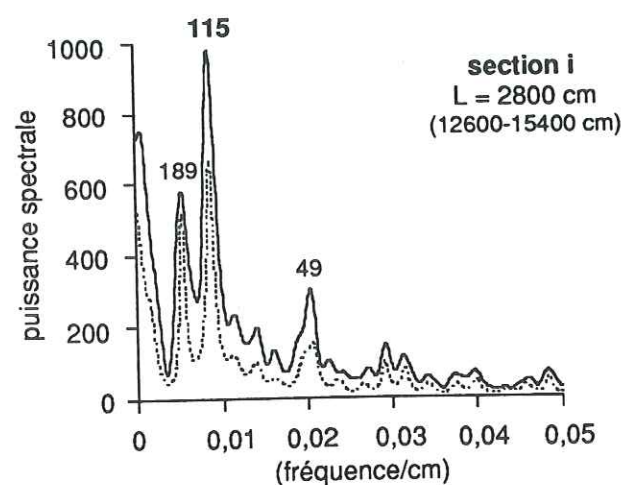


Fig. 53 - Spectres de 14 segments successifs du Valanginien de la coupe d'Angles (en trait plein: spectre obtenu en appliquant la méthode de Blackman-Tukey ; en trait pointillé : spectre obtenu en appliquant la méthode du maximum entropie qui permet une meilleure résolution des pics). Les valeurs situées au sommet des pics représentent la période des principaux cycles en cm. L représente la longueur d'une section. L'intervalle réel que représente chaque section sur la colonne lithologique (slumps compris) est précisé (chiffres entre parenthèses).

1) une variation du taux de sédimentation ;

2) un changement dans l'enregistrement du signal orbital apparent.

Pour répondre à cette question, une étude détaillée de l'évolution du spectre au cours du Valanginien est nécessaire (Ten Kate & Sprenger 1992). Cette évolution sera suivie en examinant les spectres de petites sections successives et en comparant la localisation et l'amplitude des pics. D'après Herbert & Mayer (1991), le taux de sédimentation est beaucoup plus constant dans chaque petit segment que dans la série entière ; les pics spectraux sont alors peu altérés par les variations du taux de sédimentation et retranscrivent plus fidèlement le message initial contenu dans le sédiment. Le Valanginien a été divisé en 14 sections, définies en fonction des variations brutales du pourcentage en carbonates ; les procédures d'analyse spectrale sont appliquées indépendamment sur chaque section.

La comparaison des 14 sous-spectres calculés (fig. 53) met en évidence la présence d'un pic dominant mais la localisation, la forme et l'amplitude du pic n'est jamais constante le long de la succession. Ceci suggère que le taux de sédimentation a varié. Une première famille de pics situés respectivement à 80-61 cm et à 53-41 cm se rencontre dans plusieurs sections et prédomine dans les sections a à d. Les différences de périodicités détectées pour ces deux pics significatifs entre les diverses sections sont probablement dues aux variations du taux de sédimentation mais peut être aussi aux petits hiatus qui affectent la base de la série valanginienne. La puissance spectrale de ces deux pics atteint une valeur maximale dans les sections b et d qui présentent les pics les plus longs.

La section (e) avec un double pic compris entre 80-100 cm marque une transition entre les sections inférieures et supérieures ; ces dernières étant caractérisées par une augmentation de la longueur des cycles.

A partir de la section (f) et jusqu'à la section (n), un autre ensemble de pics (159 cm, 154-145 cm, 115-106 cm) est prédominant. Les différences observées entre les périodes (en cm) des pics sont interprétées comme le résultat des variations du taux de sédimentation. La puissance spectrale de ce groupe de pics atteint une valeur maximale dans les sections g et k. Selon Ten Kate & Sprenger (1992), la modulation de la puissance spectrale d'un pic constitue un argument en faveur du contrôle orbital d'un processus.

A partir des résultats obtenus, nous avons cherché à étudier la relation entre la teneur moyenne en carbonates, calculée pour chaque section, et la période (en cm) des principaux pics spectraux.

Le graphe de la figure 54 illustre cette relation établie à partir des résultats des 14 sections.

La relation entre teneur moyenne en carbonate de calcium et période (en cm) des pics est linéaire avec un coefficient de corrélation $r = -0,78$. Cette corrélation est particulièrement satisfaisante pour les points des sous-sections (a-e) pour lesquelles la période des pics spectraux, que l'on peut considérer comme un taux de sédimentation fictif, augmente quand le pourcentage en CaCO_3 diminue. Ainsi, les variations du taux de sédimentation sont corrélées avec la teneur en carbonate de calcium : ce taux augmente quand la sédimentation est à dominante marneuse.

a, b, c, d, e, f, g : Valanginien inférieur
h, i, j, k, l, m, n : Valanginien supérieur

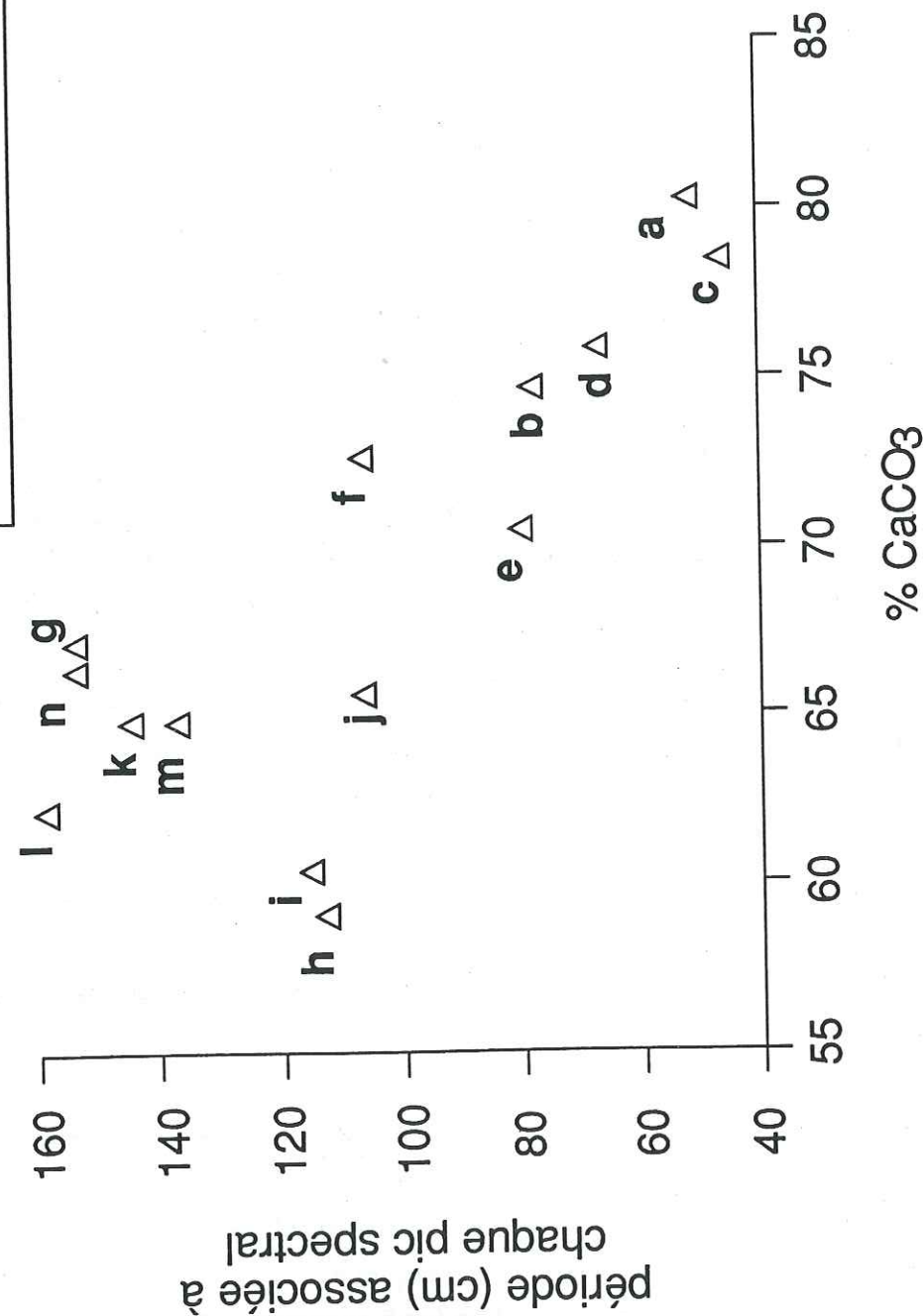


Fig. 54 - Relation entre le pourcentage moyen en carbonate de calcium et la période (cm) associée à chaque pic spectral principal calculés pour les différentes sous-sections du Valanginien de la série d'Angles.

On peut également noter que, bien qu'il existe une relation linéaire, les points sont néanmoins distribués selon une répartition particulière en trois populations distinctes ; l'une concentrée vers les pics de courte période et les forts pourcentages en CaCO_3 (a-e), une autre réunissant les points correspondant aux pics de plus longue période et faibles pourcentages (g, k, l, m, n) et un groupe intermédiaire entre ces deux ensembles correspondant aux points des sections (f, h, i, j). Cette transition non graduelle dans la périodicité des pics spectraux entre les sections à dominante calcaire et celles à dominante marneuse peut également être interprétée comme résultant d'un changement dans l'enregistrement du "forcing" orbital entre les deux types d'alternances. Les points sont cependant trop peu nombreux pour supporter cette unique hypothèse.

Au vu de ces observations, les deux hypothèses de départ peuvent être également envisagées.

En résumé, la transition entre les alternances à dominante calcaire et les alternances à dominante marneuse pour la série valanginienne de la coupe d'Angles traduirait :

- un changement dans l'enregistrement du signal orbital apparent ;
- une augmentation du taux de sédimentation.

Conversion des cycles carbonatés en durées

Les périodes en cm des principaux cycles carbonatés identifiés dans les petites sections sont converties en temps, à partir des taux de sédimentation moyens estimés pour le Valanginien d'Angles (cf. tabl. 6). Les périodicités obtenues (tabl. 10) ne coïncident pas exactement avec les périodicités orbitales mais sont comprises dans leur bande de fréquence. Ainsi, les pics situés entre 41 et 80 cm pourraient représenter le cycle de la précession, alors que les pics compris entre 100 et 159 cm seraient relatifs à l'obliquité. Les pics de plus longue période observés (434 et 474 cm) pourraient refléter le cycle le plus court de l'excentricité.

D'après les récents travaux de Berger et ses collaborateurs (1989), la périodicité des cycles de l'obliquité et de la précession pour le Crétacé inférieur serait respectivement de 38 000 et de 20 200 ans (moyenne de 19 200 et 22 200 ans) (fig. 55). Le cycle de l'excentricité serait resté constant au cours des temps géologiques.

Nous avons ensuite remplacé les périodicités calculées des cycles carbonatés par les valeurs selon les cas, de la précession et de l'obliquité calculées pour le Crétacé inférieur (tabl. 11). Nous pouvons ensuite estimer la durée de chaque petite section ; ceci nous permet de reconstruire pour le Valanginien, une courbe des fluctuations des carbonates en fonction du temps et de réaliser une nouvelle analyse spectrale.

Le spectre temporel obtenu (correspondant à une durée de 6,8 ma pour le Valanginien) (fig. 56) confirme la présence de deux groupes de pics : des pics majeurs entre 43 000 et 35 000 ans et des pics d'importance mineure entre 23 000 et 17 000 ans.

sections	période des pics principaux (cm)	périodes correspondantes (ka) calculées à partir des différentes estimations du taux de sédimentation à Angles				
		25 m/ma	28,1 m/ma	32,1 m/ma	38,1 m/ma	39,5 m/ma
a	52	20,8	18,5	16,2	13,6	13,1
	41	16,4	14,6	12,8	10,7	10,4
b	78	31,2	27,7	24,3	20,5	19,7
	47	18,8	16,7	14,6	12,3	11,9
c	47	18,8	16,7	14,6	12,3	11,9
	62	24,8	22,1	19,3	16,3	15,7
d	67	26,8	23,8	20,8	17,6	16,9
	80	32	28,4	24,9	21	20,2
e	100	40	35,6	31,1	26,2	25,3
	106	42,4	37,7	33	27,8	26,8
f	434	173,6	154,4	135,2	113,9	109,8
	154	61,6	54,8	47,9	40,4	39
h	113	45,2	40,2	35,2	29,6	28,6
	115	46	40,9	35,8	30,2	29,1
i	189	75,6	67,2	58,8	49,6	47,8
	106	42,4	37,7	33	27,8	26,8
j	145	58	51,6	45,2	38,1	36,7
	159	63,6	56,6	49,5	41,7	40,2
m	137	54,8	48,7	42,7	35,9	34,7
	474	189,6	168,7	147,6	124,4	120
n	154	61,6	54,8	47,9	40,4	39
	77	30,8	27,4	24	20,2	19,5

Tabl. 10 - Durées des cycles carbonatés calculées pour chaque section du Valanginien de la coupe d'Angles.

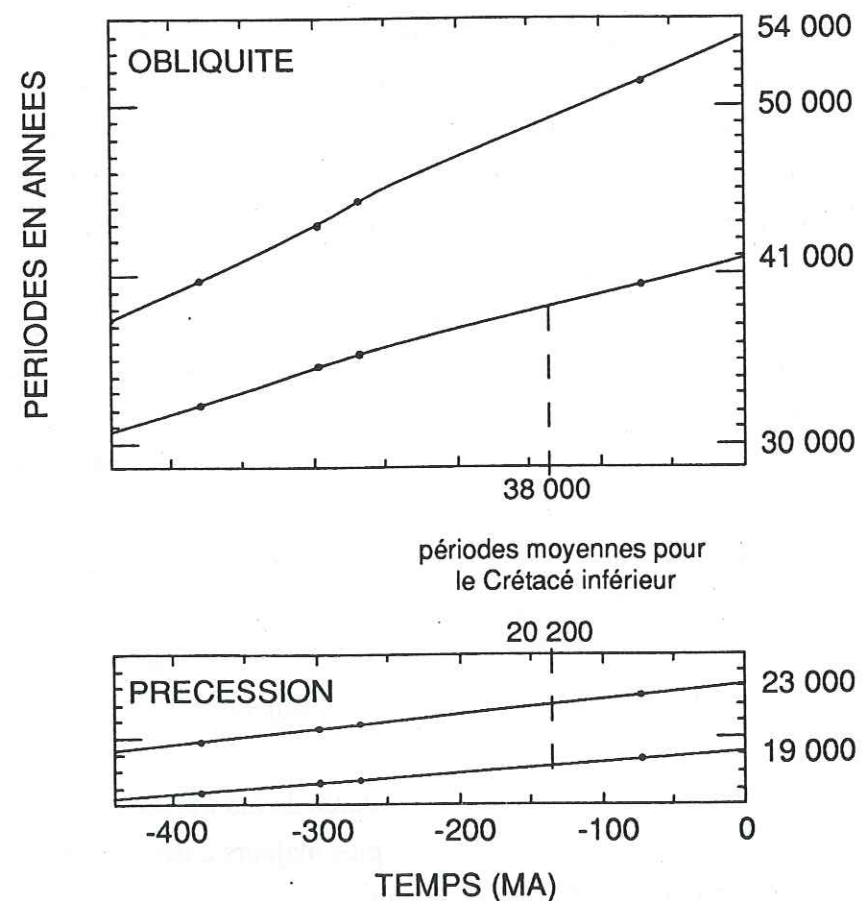


Fig. 55 - Evolution dans le temps de la durée des paramètres paléoclimatiques de la précession et de l'obliquité (d'après Berger *et al.*, 1989).

sections	longueur des sections (cm)	période des pics principaux (cm)	durée (ka)	taux de sédimentation (cm/ka)	taux de sédimentation moyen (cm/ka)	durée des sections (ka)
a	1190	52	20,2	2,57	2,3	517,4
		41	20,2	2,03		
b	840	78	20,2	3,86	3,09	271,8
		47	20,2	2,33		
c	860	47	20,2	2,33	2,7	318,5
		62	20,2	3,07		
d	1280	67	20,2	3,31	3,31	386,7
		80	20,2	3,96		
e	1460	100	38	2,63	3,29	443,8
		106	38	2,79		
f	1370	106	38	2,79	2,79	491
		154	38	4,05		
g	2000	113	38	2,97	2,97	740,7
		115	38	3,03		
i	2800	189	38	4,97	4	700
		106	38	2,79		
j	2000	106	38	2,79	2,79	716,8
		145	38	3,81		
k	2450	145	38	3,81	3,81	643
		159	38	4,18		
l	800	159	38	4,18	4,18	191,4
		137	38	3,6		
m	1550	137	38	3,6	3,6	429,4
		154	38	4,05		
n	1600	77	20,2	3,81	3,93	407,1
		77	20,2	3,81		

Tabl. 11 - Estimation du taux de sédimentation moyen et de la durée des différentes sections du Valanginien d'Angles.

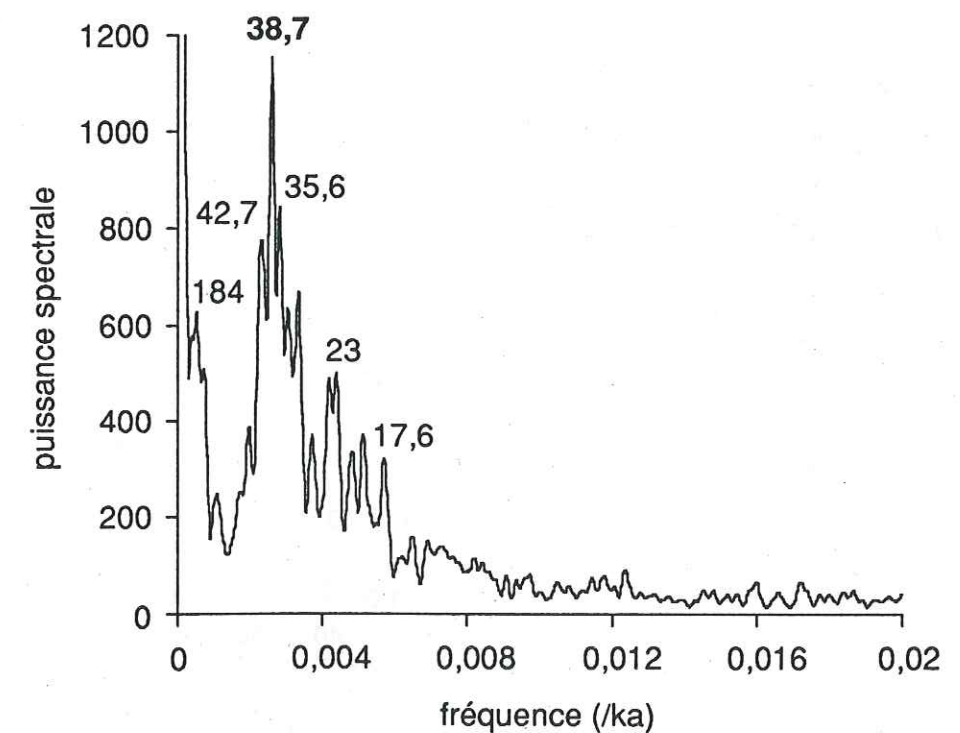


Fig. 56 - Spectre de la distribution du CaCO_3 en fonction du temps pour le Valanginien de la série d'Angles. La méthode d'analyse spectrale employée est celle de Blackman & Tukey. Les périodicités (en milliers d'années) des principaux cycles sont indiquées.

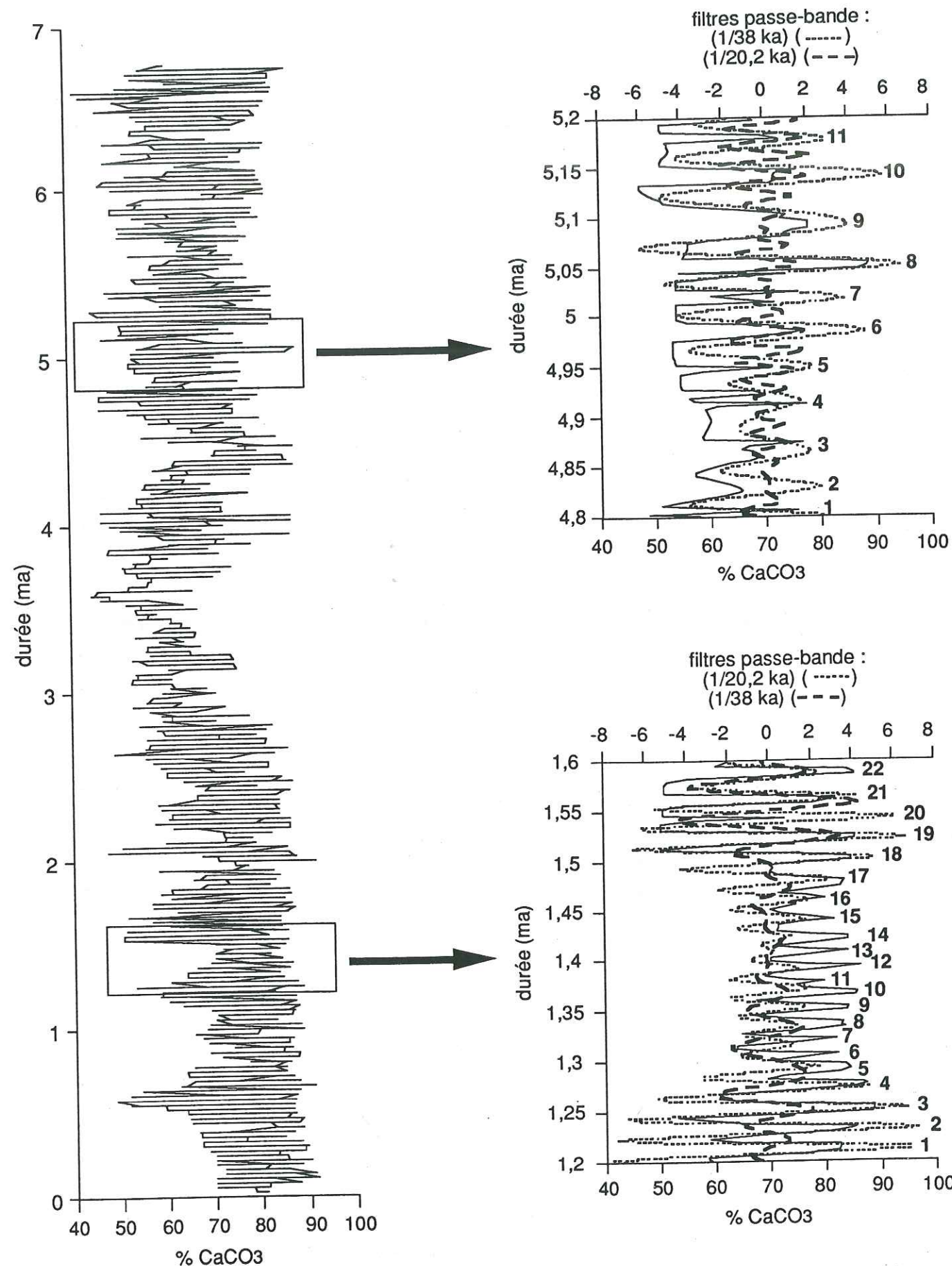


Fig. 57 - Variation de la teneur en carbonate de calcium **filtrée** dans le Valanginien d'Angles. De gauche à droite : la série originelle totale (trait plein) ; deux sections de la série originelle filtrées (trait tiré) (filtres passe-bande : 1/20,2 ka et 1/38 ka (1 ka = 1 000 ans)). Les numéros figurés à droite des portions de courbe filtrées correspondent aux différents cycles carbonatés reconnus et identifiés.

L'étude par analyse spectrale de l'ensemble du Valanginien permet de démontrer la prédominance du signal de l'obliquité sur le signal de la précession dans l'enregistrement carbonaté de la série d'Angles, dominance déjà suggérée par l'étude préliminaire réalisée sur le faisceau du Valanginien supérieur.

Cyclostratigraphie

Nous venons de voir que les cycles carbonatés nous permettent de réaliser une orbitochronologie. La durée proposée pour le Valanginien peut être précisée ou améliorée (en résolution) par l'utilisation de filtres qui, appliqués à l'enregistrement carbonaté initial, vont permettre de dénombrer les cycles carbonatés ; l'utilité des filtres pour cette cyclostratigraphie avait déjà été soulignée au cours de l'étude du faisceau du Valanginien supérieur.

Pour l'ensemble de la série, nous travaillons sur la dernière courbe calcimétrique, exprimée en fonction du temps. Comme la précession est le signal le plus clairement enregistré à la base du Valanginien (sections a-e) (tabl. 11) et que l'obliquité est invoquée comme facteur principal pour le reste du Valanginien (sections f-n), des filtres passe-bande centrés respectivement sur deux fréquences principales (1/20 200 et 1/38 000 ans) sont appliqués à la série carbonatée. La comparaison des courbes calcimétriques originale et filtrée permet une analyse cyclostratigraphique de cet intervalle ; connaissant le nombre de cycles carbonatés et leur durées respectives, une "nouvelle" estimation de la durée du Valanginien peut être proposée.

Un exemple de filtres passe-bande centrés sur les fréquences dominantes de la précession et de l'obliquité et appliqués sur deux portions de la courbe calcimétrique totale, est illustré par la figure 57. Les séries filtrées sont le plus souvent en phase avec la série originelle, les petits déphasages observés résultant des variations du taux de sédimentation entre sédiments calcaires et marneux. Nous voyons très bien grâce aux filtres que l'intensité des périodes varie à travers le temps dans la série valanginienne. La partie inférieure de la série est dominée par le cycle de la précession ; le signal à 20,2 ka est régulier et de plus grande amplitude que le signal à 38 ka. Dans la partie supérieure de la série, le signal à 20,2 ka est nettement moins régulier et d'amplitude faible ; la série est dominée par le cycle de l'obliquité.

Les cycles carbonatés reconnus grâce à l'application des filtres passe-bande ont été comptabilisés pour l'ensemble de la série. Au total, 91 cycles relatifs à la précession et 137 cycles relatifs à l'obliquité ont été identifiés. La durée calculée pour le Valanginien est alors égale à **7,04 ma**, valeur en accord avec celle proposée par Kent & Gradstein (1985).

III-2c - L'Hauterivien de Vergons

Sur la figure 58 sont reportées la courbe calcimétrique totale et les courbes calcimétriques pour les différents types lithologiques identifiés. L'Hauterivien de Vergons est représenté globalement par des calcaires marneux alternants avec des marnes ou des calcaires délités. La

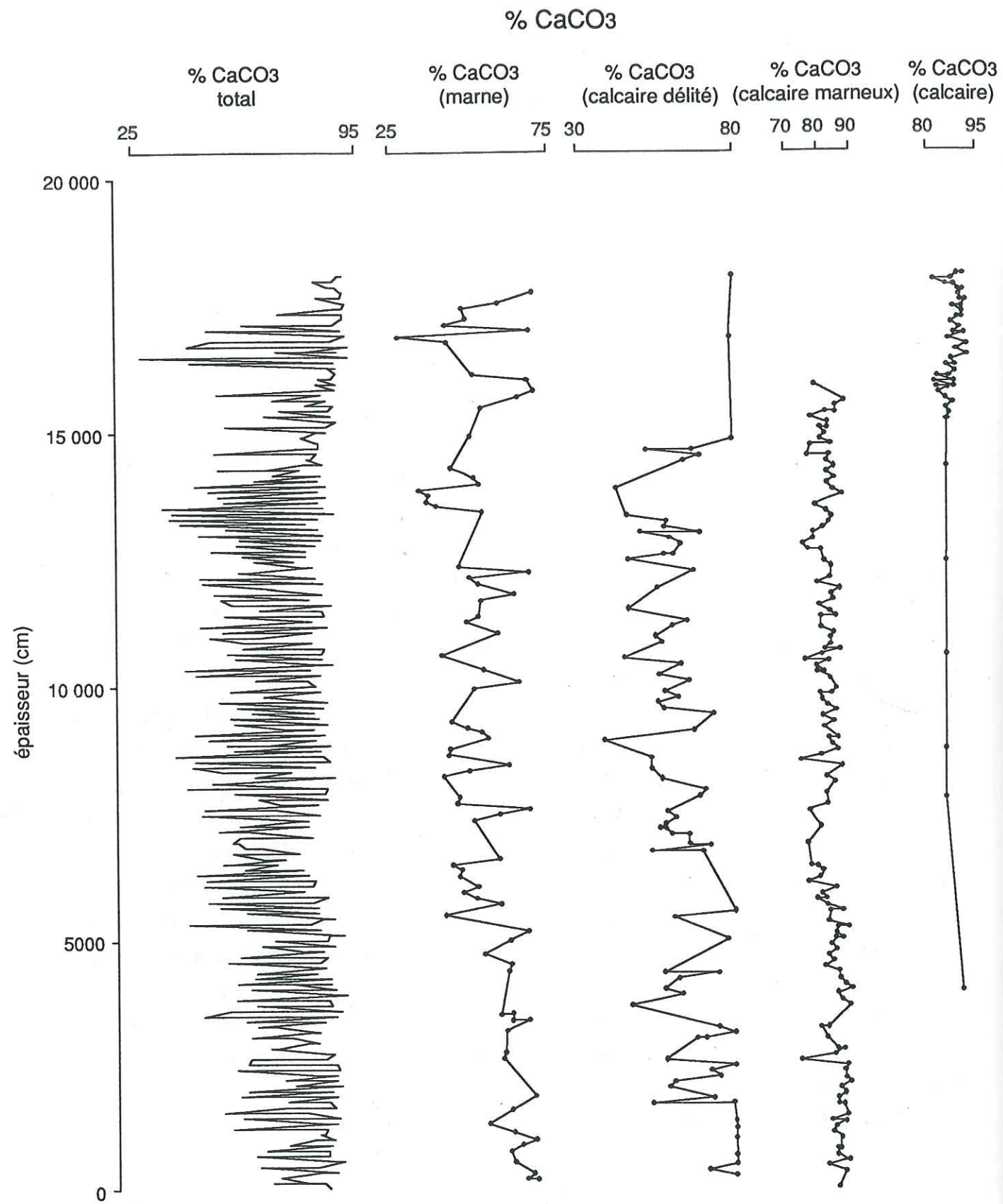


Fig. 58 - Evolutions de la teneur en CaCO_3 (points tous les 50 cm) en fonction de l'épaisseur dans l'Hauterivien de la série de Vergons.

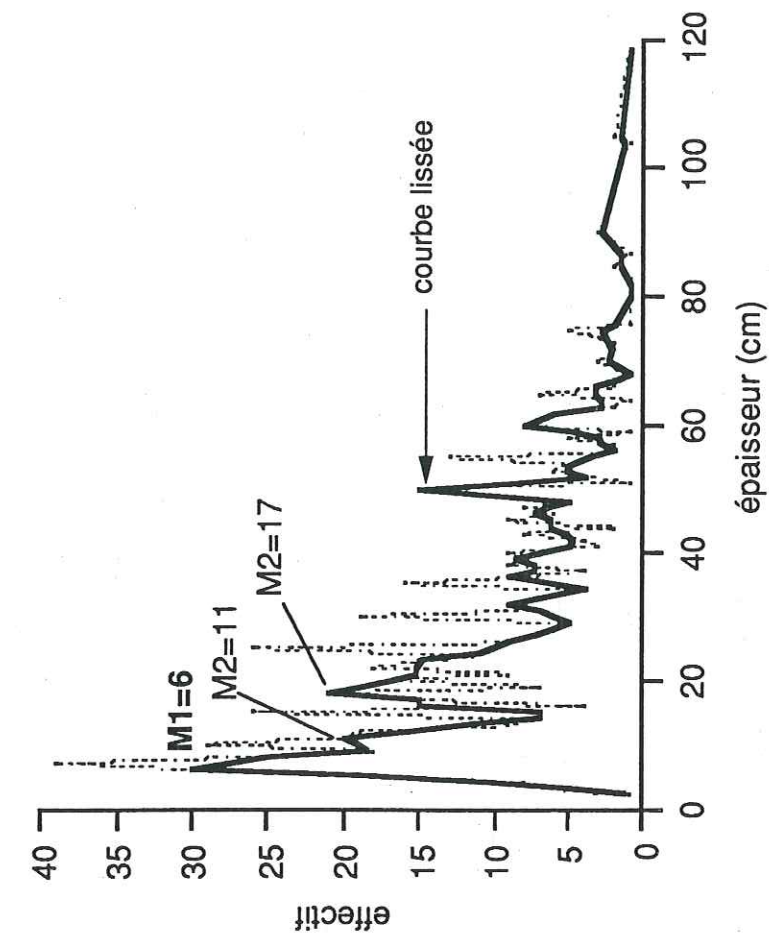


Fig. 59 - Courbes de fréquence des épaisseurs des unités lithologiques de l'Hauterivien de la série de Vergons.

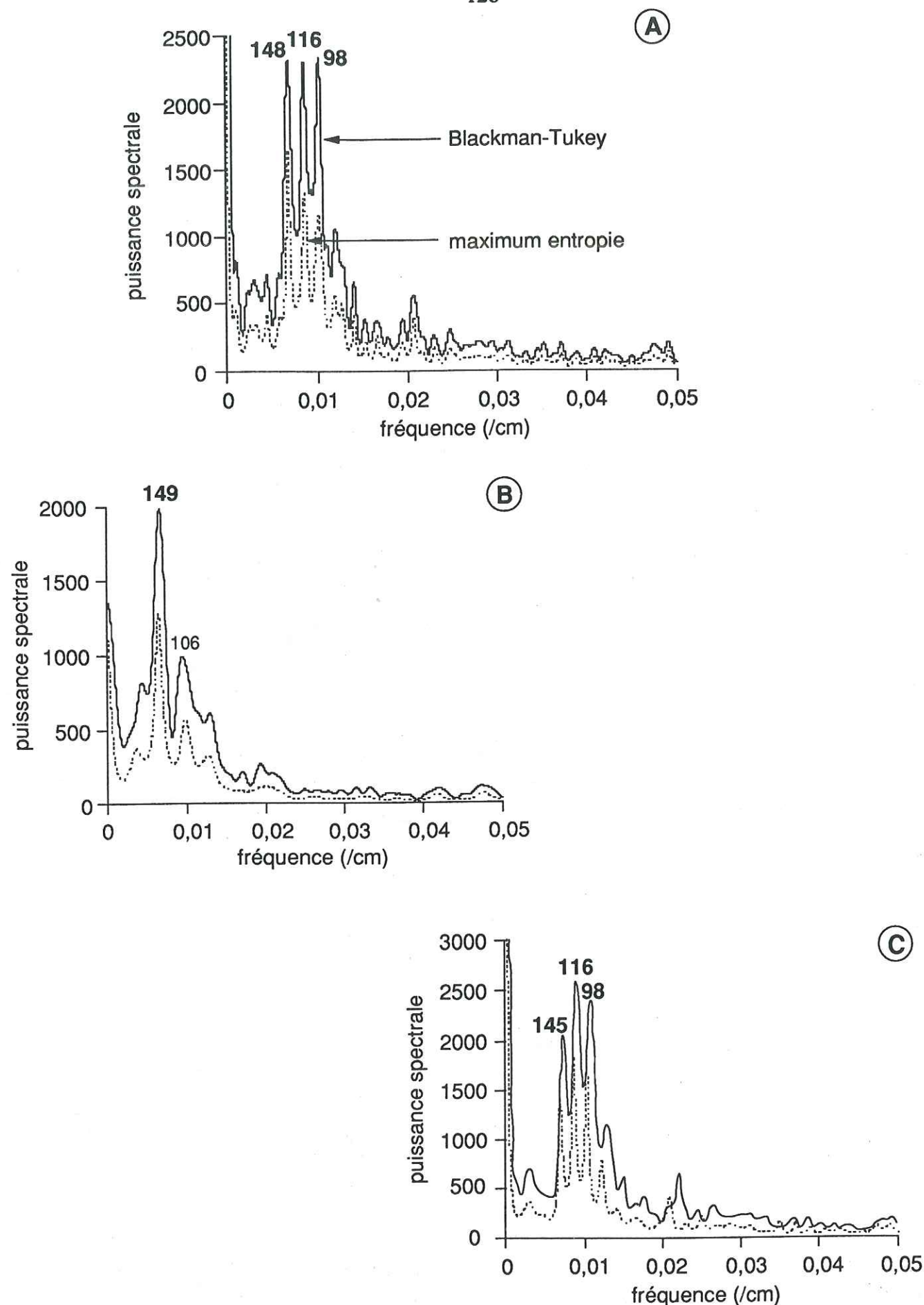


Fig. 60 - Spectres de la distribution en CaCO_3 pour A : l'ensemble de l'Hauterivien, B : l'Hauterivien inférieur et C : l'Hauterivien supérieur de la série de Vergons. Les chiffres situés au dessus des principaux pics spectraux correspondent à la période en cm d'un cycle.

courbe de fréquence des épaisseurs des unités lithologiques (fig. 59) montre deux modes principaux : $M1 = 6$ et $M2 = 17$ cm ; nous choisissons la valeur de 10 cm intermédiaire entre ces deux modes, comme pas de rééchantillonnage des données initiales (calcimétrie+ lithologie).

Le traitement par analyse spectrale est appliqué à la nouvelle courbe calcimétrique représentative de la lithologie initiale. Les résultats sont présentés, comme précédemment, d'une part pour l'Hauterivien total et d'autre part pour l'Hauterivien inférieur et supérieur (fig. 60).

Le spectre de la fluctuation du CaCO_3 pour l'ensemble de l'Hauterivien (fig. 60a) montre une population dominante de pics situés à 148, 116 et 98 cm.

Les spectres dérivés de la teneur en carbonates pour l'Hauterivien inférieur et supérieur ne montrent pas de différences fondamentales avec le spectre total. On y retrouve les populations de pics identifiées auparavant :

l'Hauterivien inférieur (fig. 60b) est caractérisé par un pic dominant à 149 cm et un pic à 106 cm ;

l'Hauterivien supérieur (fig. 60c) reflète le spectre de l'Hauterivien.

Ces premiers résultats étant peu exploitables, une étude détaillée de l'évolution du spectre au cours de l'Hauterivien s'impose. L'ensemble de la série a été divisé en 12 sections successives définies en fonction des variations brutales du pourcentage en CaCO_3 .

Les spectres calculés sont caractérisés par un pic dominant dont la localisation, la forme et l'amplitude varient d'un segment à l'autre (fig. 61). L'ensemble des segments est caractérisé par quatre grandes familles de pics : un groupe majeur situé respectivement à 176-189 cm, 145-159 cm ; 121-141 cm et 89-103 cm ; un groupe mineur dans lequel on rencontre tous les pics compris entre 28 et 80 cm et des pics très secondaires situés à 322-344 cm et 474 cm. La puissance spectrale de la première famille de pics est variable avec un maximum pour les sections g et h. A partir de cette dernière section la période du pic dominant diminue pour passer dans le segment final I à une prédominance de la deuxième famille de pics (28-57 cm). Le segment I correspond à l'intervalle terminal très calcaire de l'Hauterivien de Vergons. Cela corrobore les observations faites dans le Valanginien de la coupe d'Angles, selon lesquelles, les segments montrant les pics de plus courte période sont situés dans les alternances à dominante très calcaire, alors que les segments montrant des pics de plus longue période (segments a à j) sont caractéristiques des alternances à dominante marneuse ou calcaréo-marneuse.

A partir des résultats mis en évidence pour les différents segments, nous avons étudié la relation entre la teneur moyenne en carbonates calculée pour chaque segment et la période des principaux pics spectraux. Le graphe obtenu (fig. 62) est plus difficile à interpréter que dans le cas du Valanginien. Les points sont en effet trop dispersés pour visualiser une corrélation inverse claire entre les deux paramètres, comme dans la série valanginienne d'Angles.

Conversion des cycles carbonatés identifiés en durées

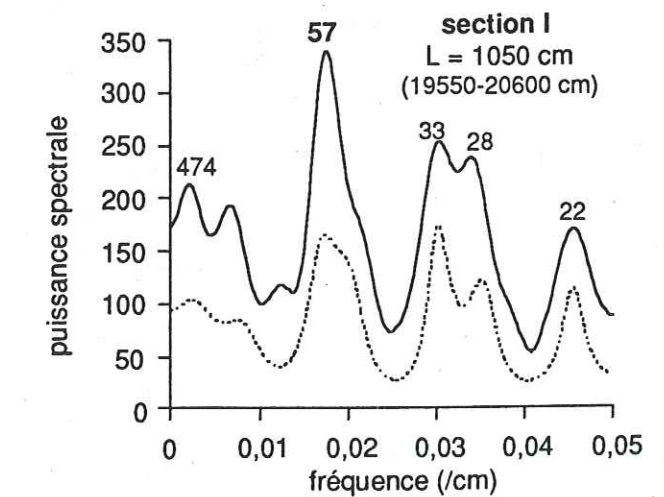
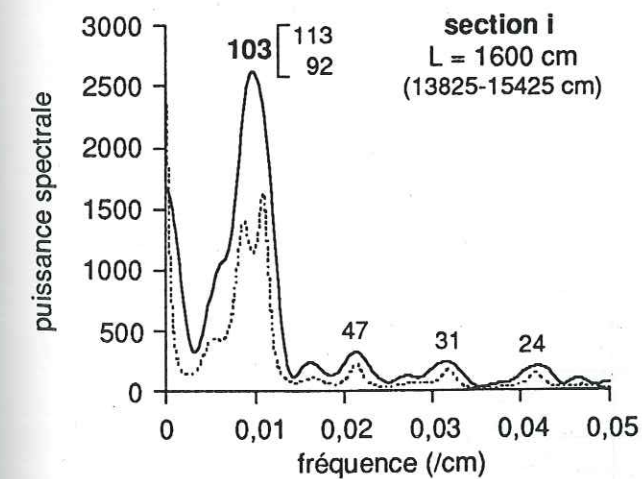
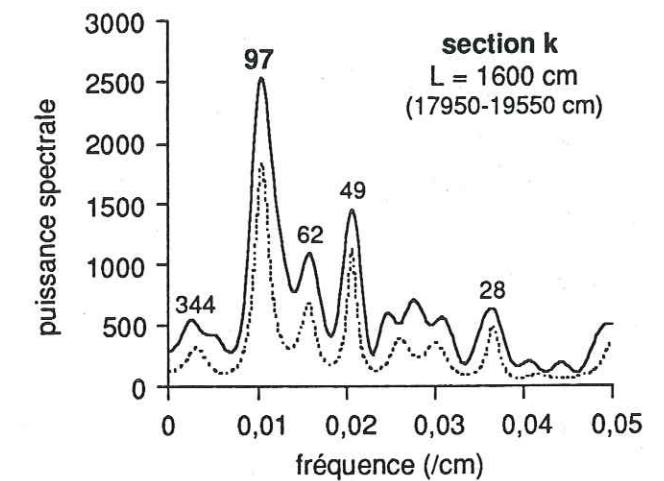
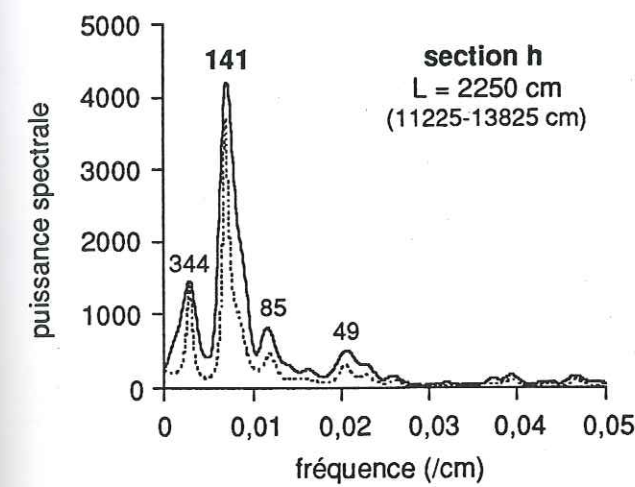
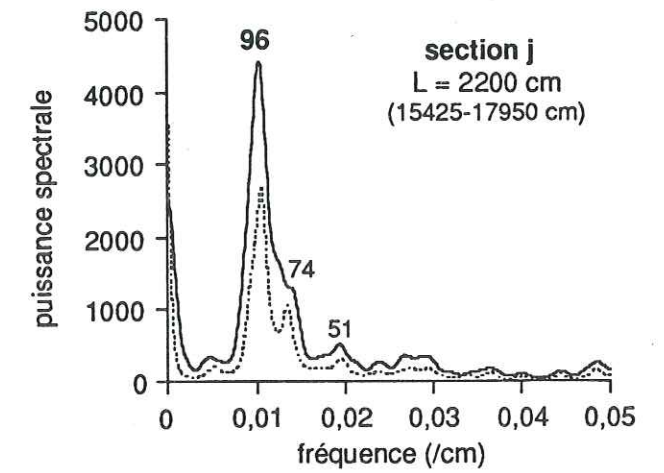
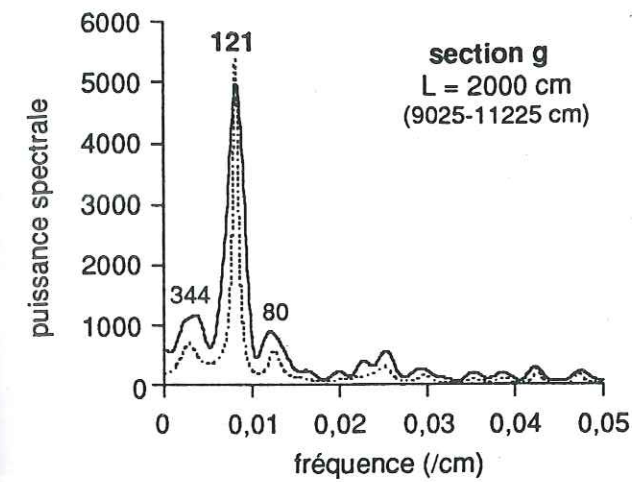
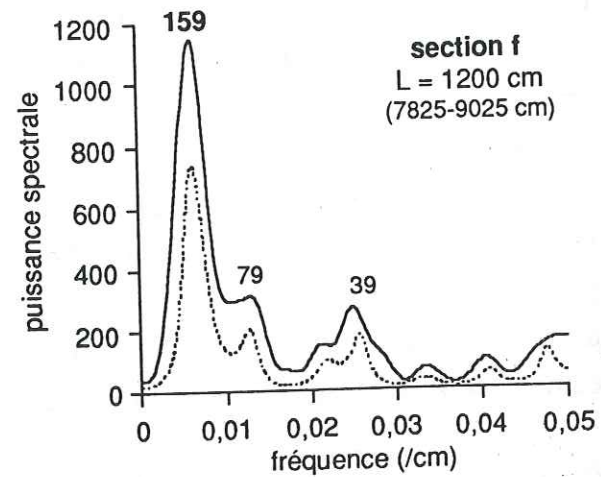
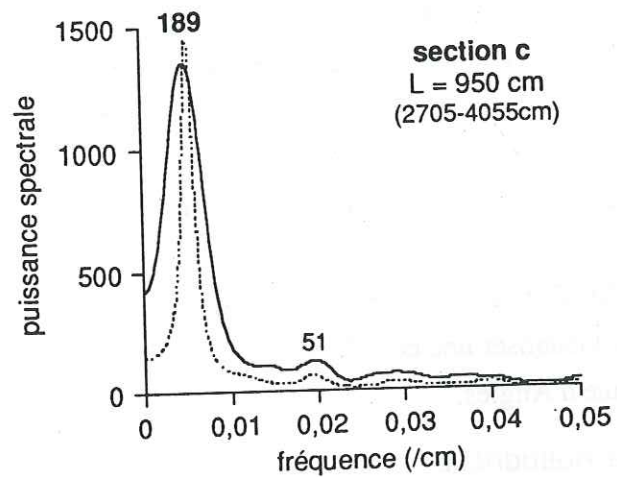
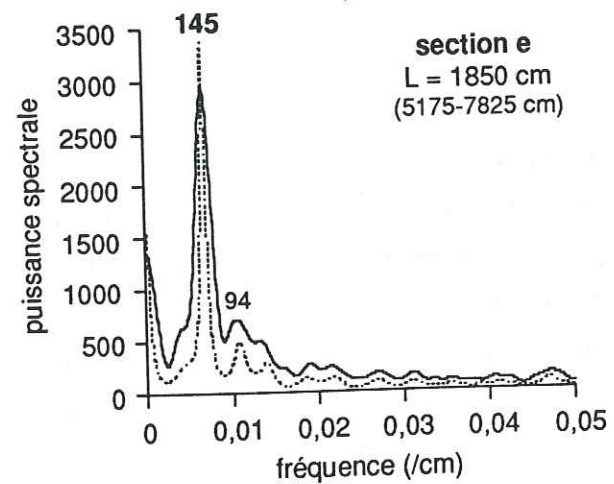
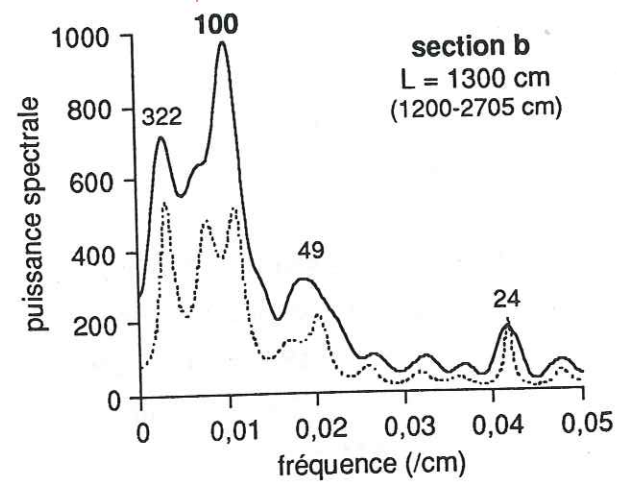
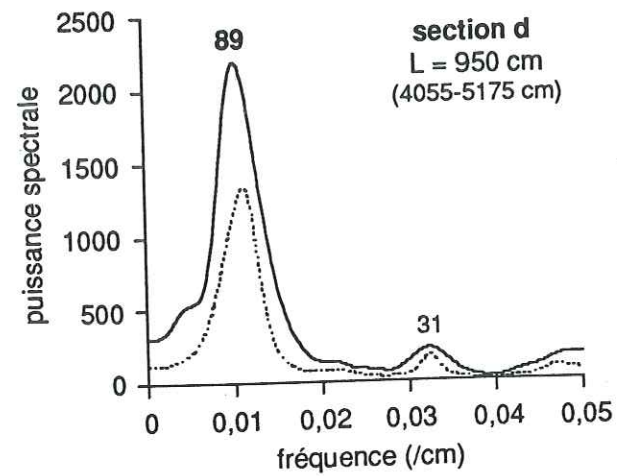
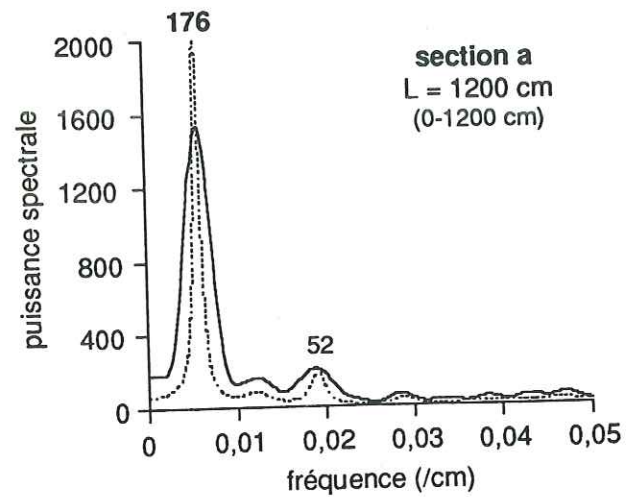


Fig. 61 - Spectres de 12 segments successifs de l'Hauterivien de la série de Vergons (en trait plein : spectre obtenu en appliquant la méthode de Blackman-Tukey ; en trait pointillé : spectre obtenu en appliquant la méthode du maximum entropie qui permet une meilleure résolution des pics). Les chiffres situés au dessus des principaux pics correspondent à la période des cycles en cm. L représente la longueur d'une section. L'intervalle réel que représente chaque segment sur le profil lithologique (slumps compris) est précisé (chiffres entre parenthèses).

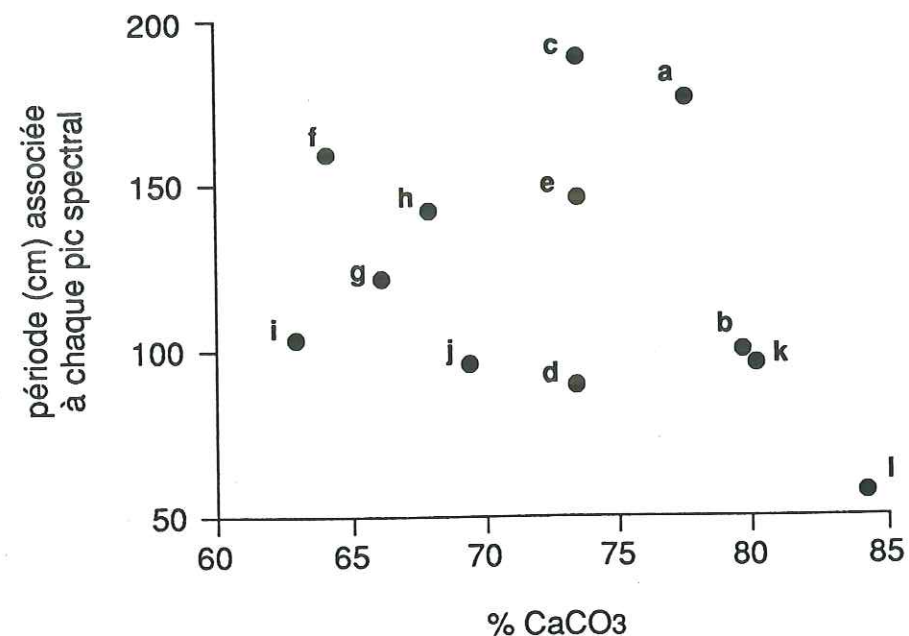


Fig. 62 - Relation entre la teneur moyenne en carbonate de calcium et la période (cm) associée à chaque pic spectral principal pour les différents segments de l'Hauterivien de Vergons.

sections	période des principaux pics (cm)	périodes correspondantes (ka) calculées à partir des différentes valeurs du taux de sédimentation moyen proposées pour l'Hauterivien de Vergons				
		26 m/ma	30,3 m/ma	34,3 m/ma	45,5 m/ma	56,9 m/ma
a	176	67,7	58,1	51,3	38,7	30,9
b	100 322	38,4 123,8	33 106,3	29,1 93,9	22 70,8	17,6 56,6
c	189	72,7	62,4	55,1	41,5	33,2
d	89	34,2	29,4	25,9	19,5	15,6
e	145	55,7	47,8	42,3	31,8	25,5
f	159	61,1	52,5	46,3	34,9	27,9
g	121	46,5	39,9	35,3	26,6	21,2
h	141	54,2	46,5	41,1	31	24,8
i	103	39,6	34	30	22,6	18,1
j	96	36,9	31,7	28	21,1	16,9
k	97 49	37,3 18,8	32 16,2	28,3 14,3	21,3 10,7	17,05 8,6
l	57 33	21,9 12,7	18,8 10,9	16,6 9,6	12,5 7,2	10,02 5,8

Tabl. 12 - Périodicités (ka) des cycles carbonatés calculées pour chaque section de la série de Vergons.

A partir des différentes estimations du taux de sédimentation moyen dans la série de Vergons (tabl. 6), nous avons pu calculer pour chaque section les périodicités moyennes des principaux cycles carbonatés identifiés (tabl. 12). Ces durées sont situées pour la plupart dans la gamme des fréquences orbitales. Par contre, étant donné la fourchette d'estimation très variable (de 26 à 56,9 m/ma) du taux de sédimentation moyen, les cycles de longueur d'onde comprise entre 89 et 145 cm sont relatifs selon le cas à l'obliquité ou à la précession et le cycle de longueur d'onde 322 cm oscille entre l'excentricité et l'obliquité. La valeur de 56,9 m/ma calculée pour une durée de l'Hauterivien égale à 3,2 ma est à considérer avec prudence ; elle est en effet bien supérieure aux taux habituels de la sédimentation pélagique rencontrés dans les environnements de mer ouverte peu soumise aux apports du continent (absence de turbidites distales) et qui caractérisent l'intervalle Valanginien-Hauterivien vocontien. Quoiqu'il en soit, même si nous ne prenons pas en compte les périodicités calculées pour un taux de sédimentation égal à 56,9 m/ma, nous pouvons nous interroger sur la signification orbitale des cycles compris entre 89 et 121 cm. Pour tenter de répondre à cette question, nous avons utilisé une seconde méthode de reconnaissance des cycles orbitaux dans la sédimentation carbonatée : celle des "ratios" qui consiste à comparer les rapports des fréquences orbitales aux rapports des fréquences des principaux pics spectraux identifiés au cours de l'étude. Pour chaque section, les rapports des fréquences des différents pics spectraux (tabl. 14) sont comparés aux rapports des fréquences orbitales calculées pour le Crétacé inférieur (tabl. 13). L'étroite correspondance observée entre les rapports de certaines fréquences et les rapports des fréquences orbitales nous permet de préciser les relations entre paramètres orbitaux et cycles carbonatés. Ainsi, les pics situés entre 96 et 121 cm seraient le résultat du cycle de l'obliquité, alors que les pics situés entre 49 et 85 cm seraient produits par la précession. Les pics compris entre 322 et 344 cm seraient relatifs au cycle de l'excentricité. Les pics inférieurs à 49 cm sont situés en dehors de la bande de fréquence de Milankovitch ; deux hypothèses peuvent être proposées pour interpréter ces cycles : 1 - ces petits cycles correspondent aux couples banc-interbanc mineurs qui doublent les alternances élémentaires dans la série de Vergons ; 2 - d'après Pestiaux *et al.* (1988), les cycles dont la durée est comprise entre 1 000 et 10 000 ans représenteraient des modulations des fréquences astronomiques fondamentales et résulteraient d'un comportement non linéaire du système climatique. Cette seconde méthode n'apporte pas de renseignement complémentaire quant à la signification du pic à 89 cm (section d) ; il paraît plus raisonnable d'invoquer le signal de l'obliquité comme contrôle dominant, la section intéressée se trouvant au sein d'un ensemble dont les cycles majeurs sont relatifs à l'obliquité ; invoquer le signal de la précession comme moteur impliquerait un changement du paramètre orbital dominant uniquement pour la section concernée : ceci n'est envisageable que dans la mesure où de profondes modifications affectent le climat, la paléogéographie, ce qui n'est pas perceptible au sein de cet ensemble.

Tous les pics situés entre 89 et 189 cm reflètent le même signal : l'obliquité. Cette variabilité importante de la longueur des pics traduit certainement des variations non négligeables du taux de

section a :		section b :		section c :	
a = 176 cm	a/b = 3,38	a = 322 cm (E)	a/b = 3,22 ; a/c = 6,57 ; a/d = 13,4	a = 189 cm	a/b = 3,7
b = 52 cm	b/a = 0,29	b = 100 cm (O)	b/a = 0,31 ; b/c = 2,04 ; b/d = 4,16	b = 51 cm	b/a = 0,27
		c = 49 cm (P)	c/a = 0,15 ; c/b = 0,49 ; c/d = 2,04		
		d = 24 cm	d/a = 0,07 ; d/b = 0,24 ; d/c = 0,49		
section d :		section e :		section f :	
a = 89 cm	a/b = 2,87	a = 145 cm	a/b = 1,54	a = 159 cm (O)	a/b = 2,01 ; a/c = 4,07
b = 31 cm	b/a = 0,35	b = 94 cm	b/a = 0,65	b = 79 cm (P)	b/a = 0,49 ; b/c = 2,02
				c = 39 cm	c/a = 0,24 ; c/b = 0,49
section g :		section h :			
a = 344 cm (E)	a/b = 2,84 ; a/c = 4,3	a = 344 cm (E)	a/b = 2,44 ; a/c = 4,05 ; a/d = 7,02		
b = 121 cm (O)	b/a = 0,35 ; b/c = 1,51	b = 141 cm (O)	b/a = 0,41 ; b/c = 1,66 ; b/d = 2,88		
c = 80 cm (P)	c/a = 0,23 ; c/b = 0,66	c = 85 cm (P)	c/a = 0,25 ; c/b = 0,6 ; c/d = 1,73		
		d = 49 cm (P)	d/a = 0,14 ; d/b = 0,35 ; d/c = 0,57		
section i :		section j :			
a = 103 cm (O)	a/b = 2,19 ; a/c = 3,32 ; a/d = 4,29	a = 96 cm (O)	a/b = 1,29 ; a/c = 1,88		
b = 47 cm (P)	b/a = 0,45 ; b/c = 1,51 ; b/d = 1,96	b = 74 cm	b/a = 0,77 ; b/c = 1,45		
c = 31 cm	c/a = 0,3 ; c/b = 0,66 ; c/d = 1,29	c = 51 cm (P)	c/a = 0,53 ; c/b = 0,69		
d = 24 cm	d/a = 0,23 ; d/b = 0,51 ; d/c = 0,77				
section k :		section l :			
a = 344 cm (E)	a/b = 3,58 ; a/c = 5,46 ; a/d = 7,02	a = 474 cm	a/b = 8,31 ; a/c = 14,3 ; a/d = 16,9		
b = 96 cm (O)	b/a = 0,28 ; b/c = 1,52 ; b/d = 1,96	b = 57 cm	b/a = 0,12 ; b/c = 1,72 ; b/d = 2,03		
c = 63 cm (P)	c/a = 0,18 ; c/b = 0,65 ; c/d = 1,28	c = 33 cm	c/a = 0,07 ; c/b = 0,58 ; c/d = 1,18		
d = 49 cm (P)	d/a = 0,14 ; d/b = 0,51 ; d/c = 0,77	d = 28 cm	d/a = 0,06 ; d/b = 0,49 ; d/c = 0,85		

Tabl. 13 - Rapports des fréquences des principaux pics spectraux (a, b, c, d) pour les 12 sections de l'Hauterivien de Vergons. E = excentricité ; O = obliquité ; P = précession. Les rapports montrant une correspondance étroite avec ceux des fréquences orbitales pour le Crétacé inférieur (Tabl. 14), sont écrits en gras.

	P1 (18.2 ka)	P2 (22.2 ka)	Pave (20.2 ka)	O (38 ka)	E1 (94.9 ka)	E2 (123.3 ka)	Eave (109.2 ka)
Ratios of P1 to other periods	1.00	0.82	N/C	0.48	0.19	0.15	0.17
Ratios of P2 to other periods	1.22	1.00	N/C	0.58	0.23	0.18	0.20
Ratios of Pave to other periods	N/C	N/C	1.00	0.53	0.21	0.16	0.18
Ratios of O to other periods	2.09	1.71	1.88	1.00	0.40	0.31	0.35
Ratios of E1 to other periods	5.21	4.27	4.70	2.50	1.00	0.77	N/C
Ratios of E2 to other periods	6.77	5.55	6.10	3.24	1.30	1.00	N/C
Ratios of Eave to other periods	6.00	4.92	5.41	2.87	N/C	N/C	1.00

Tabl. 14 - Rapports des périodicités de la précession (P1, P2, Pave), de l'obliquité (O) et de l'excentricité (E1, E2, Eave) pour le Crétacé inférieur (d'après Huang *et al.*, 1993). Les valeurs des périodicités orbitales pour le Crétacé inférieur sont issues de Berger & Loutre (1989) (pour la précession et l'obliquité) ; et de Berger (1977) (pour l'excentricité, supposée constante au cours des temps géologiques). N/C, rapports non calculés.

sections	longueur des sections (cm)	période des pics principaux (cm)	durée (ka)	taux de sédimentation (cm/ka)	taux de sédimentation moyen (cm/ka)	durée des sections (ka)
a	1200	176	38	4,63	4,63	259,2
b	1300	100	38	2,63	2,63	494,3
c	950	189	38	4,97	4,97	191,1
d	950	89	38	2,34	2,34	406
e	1850	145	38	3,81	3,81	485,5
f	1200	159	38	4,18	4,18	287,1
g	2000	121	38	3,18	3,18	628,9
h	2250	141	38	3,71	3,71	606,5
i	1600	103	38	2,71	2,71	553,5
j	2200	96	38	2,52	2,52	873
k	1600	97 49	38 20,2	2,55 2,42	2,48	645,1
l	1050	57	20,2	2,82	2,82	372,3

Tabl. 15 - Calcul du taux de sédimentation et de la durée moyenne des différentes sections de l'Hauterivien de Vergons.

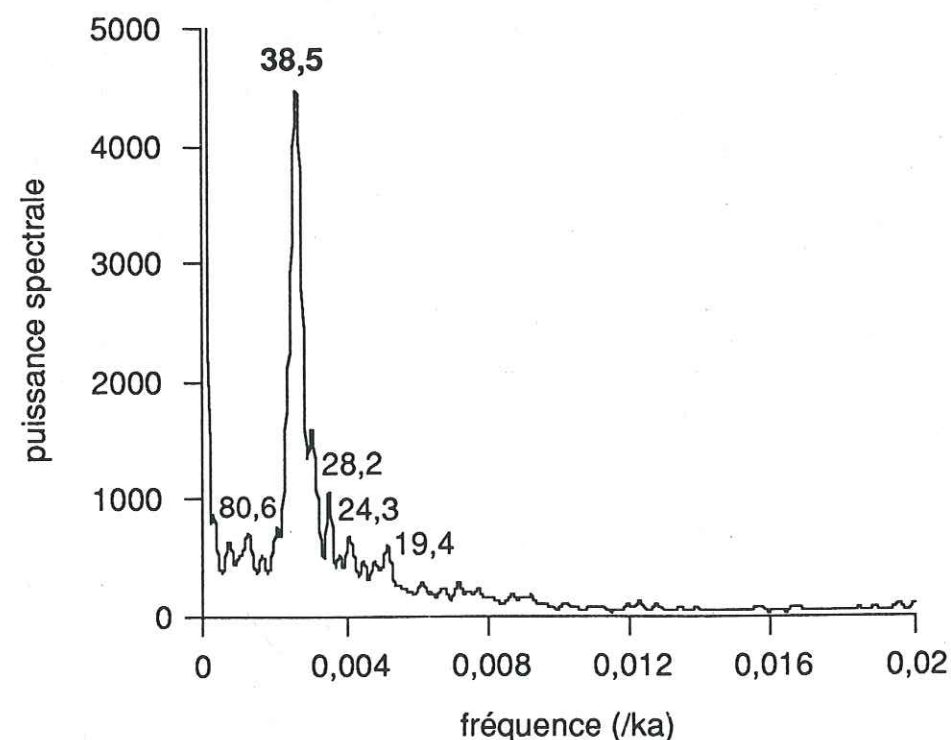


Fig. 63 - Spectre de la distribution du CaCO_3 en fonction du temps pour l'Hauterivien de la série de Vergons. La méthode d'analyse spectrale employée est celle de Blackman & Tukey. Les périodicités (en milliers d'années) des principaux cycles sont indiquées.

sédimentation au cours de l'Hauterivien, mais est peut être également due en partie aux nombreux hiatus mineurs qui affectent la série de Vergons (fig. 25).

Connaissant la signification orbitale des cycles carbonatés identifiés, nous pouvons alors remplacer les périodicités calculées de ces cycles par les valeurs (tabl. 15), soit de la précession, soit de l'obliquité calculées pour le Crétacé inférieur par Berger *et al.* (1989) (fig. 55). Nous pouvons ensuite estimer la durée de chaque section et reconstruire pour l'Hauterivien une courbe des fluctuations de la teneur en carbonates en fonction du temps ; une nouvelle analyse spectrale est appliquée aux données transformées.

Le spectre calculé (correspondant à une durée de 5,8 ma pour l'Hauterivien) (fig. 63) montre que le signal dominant enregistré par les cycles carbonatés pour l'Hauterivien est celui de l'obliquité (pic à 38,5 ka) ; le signal de la précession (cycles compris entre 28,2 et 19,4 ka) est quant à lui mineur.

Cyclostratigraphie

L'application de filtres passe-bande sur l'enregistrement carbonaté temporel permet une analyse cyclostratigraphique de l'Hauterivien de Vergons (fig. 64). Au total, 146 cycles relatifs à l'obliquité ont été identifiés. La partie terminale très calcaire de l'Hauterivien, contrôlée par le signal de la précession, est filtrée à 20,2 ka ; la comparaison entre la série carbonatée filtrée et la série carbonatée originelle permet de dénombrer 19 cycles. Suite à cette analyse cyclostratigraphique, une nouvelle estimation de la durée de l'Hauterivien, égale à 5,9 ma est proposée.

Principaux résultats de l'analyse spectrale des fluctuations de la teneur en carbonates pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien de la succession d'Angles-Vergons

- 1 - Présence de **cycles carbonatés majeurs** liés aux variations cycliques de l'orbite terrestre. Le cycle de l'**obliquité** constitue le **signal le plus clairement enregistré** dans les sédiments alors que la présence de cycles carbonatés liés à la précession est moins distincte.

- 2 - La transition entre les alternances à dominante **calcaire** et les alternances à dominante **marneuse** se traduit par :

- une augmentation du taux de sédimentation ;
- un changement de la perception du "forcing" orbital avec un enregistrement dominant : de la **précession** dans les formations très calcaires (base du Valanginien inférieur et partie terminale de l'Hauterivien) et de l'**obliquité** dans les formations plus marneuses (Valanginien supérieur et majeure partie de l'Hauterivien).

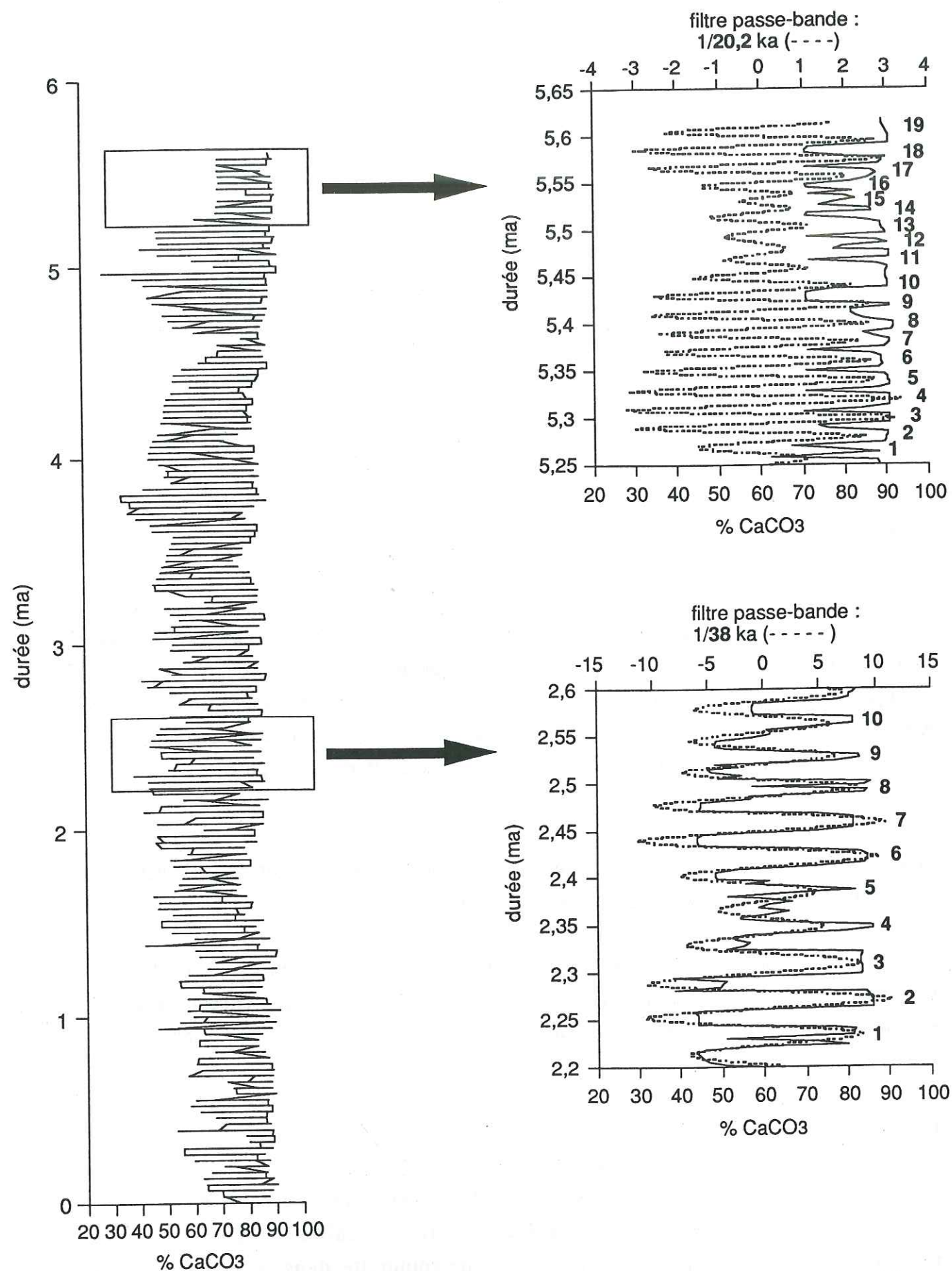


Fig. 64 - Variation de la teneur en carbonate de calcium filtrée dans l'Hauterivien de Vergons. De gauche à droite : la série originelle totale (trait plein) ; deux sections de la série originelle filtrées (trait tireté) (filtre passe-bande : 1/38 ka pour la partie inférieure et 1/20,2 ka pour la partie supérieure). Les numéros figurant à droite des portions de courbe filtrées correspondent aux différents cycles carbonatés reconnus et identifiés.

- 3 - Une estimation de la durée du Valanginien et de l'Hauterivien basée sur l'identification des cycles carbonatés est proposée :

- durée du Valanginien : 7 ma.
- durée de l'Hauterivien : 5,9 ma.

Une étude quantitative par analyse spectrale (méthode de Walsh) des séquences pélagiques du bassin vocontien (série d'Angles-Vergons) et de l'Atlantique Central (en particulier, le site DSDP 534A), à partir des épaisseurs des couples banc-interbanc, a été réalisée par Huang *et al.* (1991, 1993) pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien. Les spectres calculés (fig. 65) pour la série vocontienne sont assez similaires aux spectres que nous avons obtenus à partir des teneurs en carbonate ; les auteurs montrent surtout que **l'obliquité est le paramètre orbital le plus important et le plus persistant dans le contrôle de la sédimentation cyclique non seulement dans le bassin vocontien mais aussi dans les séries atlantiques pour la période de temps considérée.** Les cycles relatifs à la précession et à l'excentricité sont généralement de moindre importance, excepté pour certains intervalles stratigraphiques du Berriasien supérieur et du Valanginien des séries atlantiques. A partir des périodicités enregistrées dans les sédiments de la succession d'Angles-Vergons, les auteurs ont recalculé une durée pour les étages Valanginien et Hauterivien : les résultats obtenus sont respectivement de 5,9 ma pour le Valanginien et de 5,3 ma pour l'Hauterivien, valeurs plus faibles que par nos propres estimations pour le même intervalle.

III-2d - Le Barrémien d'Angles

Sur la figure 66 sont reportées les différentes courbes calcimétriques correspondant à un pas d'échantillonnage de 50 cm. La série du Barrémien d'Angles est dans l'ensemble très calcaire. Ses deux tiers inférieurs (Barrémien inférieur) montrent encore des fluctuations assez importantes de la teneur en carbonates, entre un pôle marneux et un pôle calcaire ; dans le tiers supérieur, la courbe calcimétrique déviée vers des teneurs élevées fluctue très peu ; on ne peut plus parler d'alternances en raison du caractère trop épisodique du pôle marneux.

La courbe de fréquence lissée des épaisseurs des bancs du Barrémien d'Angles (fig. 67) montre deux modes principaux ($M1 = 6$ et $M2 = 11$ cm) ; la valeur de 10 cm intermédiaire entre ces deux modes est adoptée une nouvelle fois comme pas de ré-échantillonnage des données initiales (calcimétrie+ lithologie).

La courbe calcimétrique résultante est traitée par analyse spectrale. Les spectres obtenus pour le Barrémien total tout d'abord, puis pour le Barrémien inférieur et supérieur, sont présentés sur la figure 68.

Le spectre de la fluctuation du CaCO_3 pour l'ensemble du Barrémien (fig. 68a) présente un grand nombre de pics plus ou moins importants et non pas une population dominante comme cela

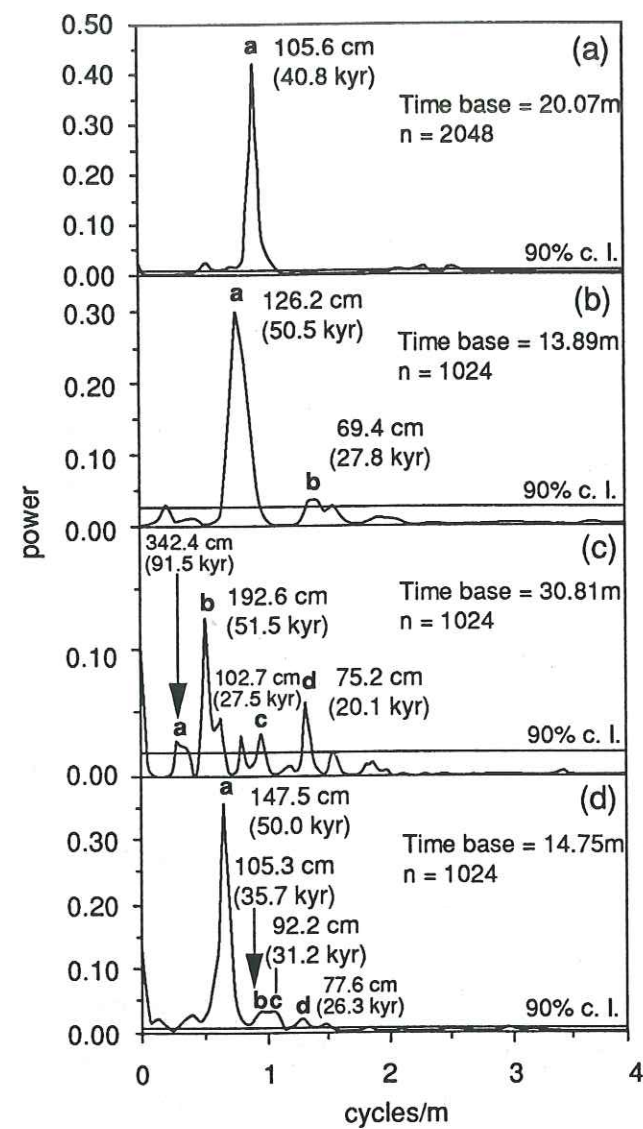


Fig. 65 - Exemples de spectres obtenus pour la série sédimentaire cyclique du Crétacé inférieur vocontien (d'après Huang *et al.*, 1993, modifié).

- (a) Une section Hauterivien supérieur de la série de Vergons.
- (b) Une section Hauterivien inférieur de la série de Vergons.
- (c) Une section Valanginien supérieur de la succession d'Angles.
- (d) Une section Valanginien inférieur de la succession d'Angles.

La ligne horizontale correspond aux 90% de l'intervalle de confiance; la "base temps" est la longueur de la série temporelle; le nombre de points échantillonnés est indiqué par n. Les longueurs d'onde des principaux pics sont marquées ainsi que les durées correspondantes calculées à partir des taux de sédimentation moyens.

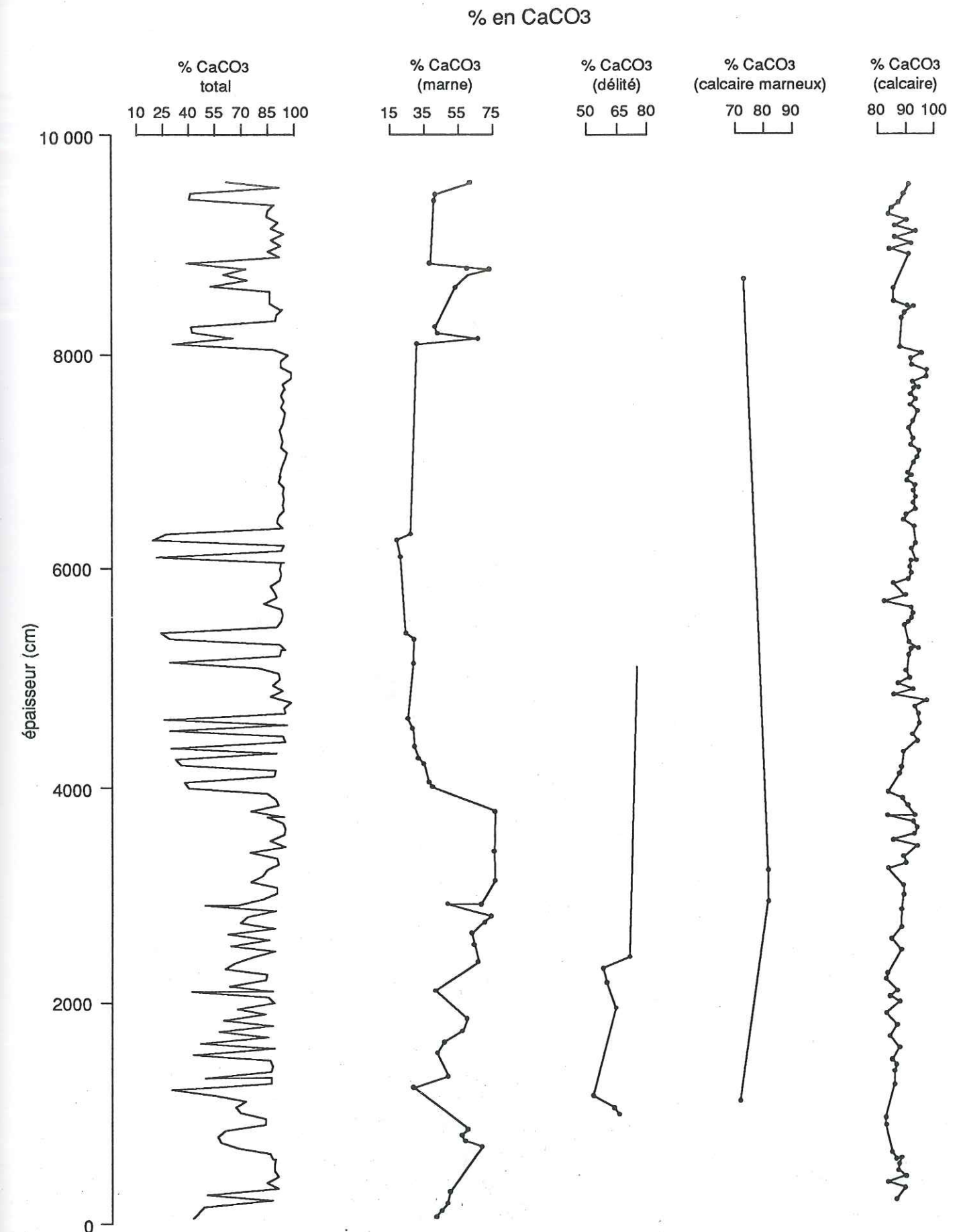


Fig. 66 - Variations de la teneur en CaCO_3 (points tous les 50 cm) le long de la série du Barrémien d'Angles.

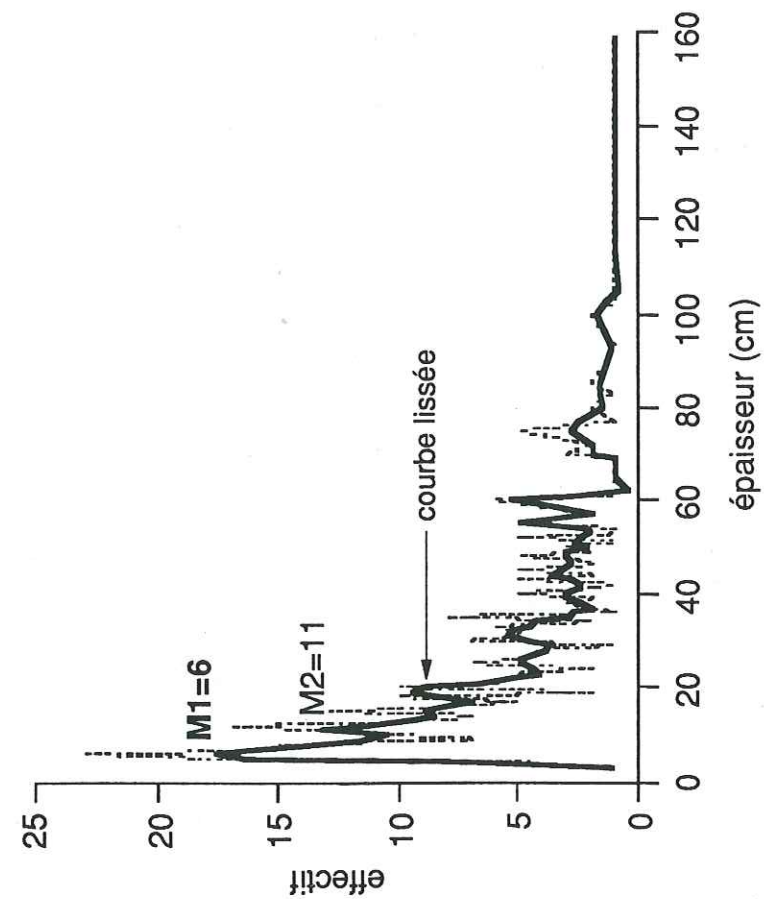


Fig. 67 - Courbes de fréquence des épaisseurs des unités lithologiques du Barrémien de la série d'Angles.

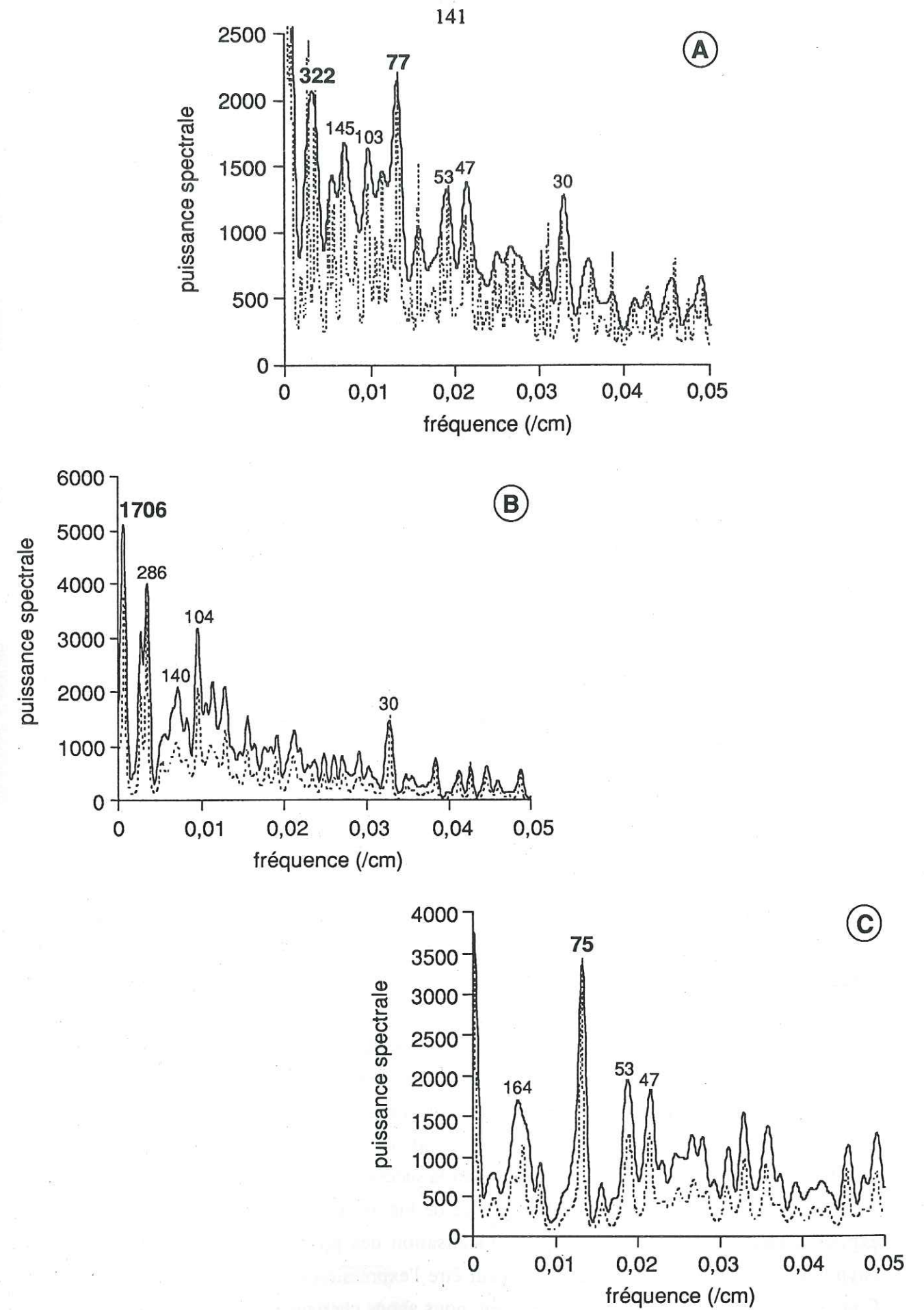


Fig. 68 - Spectres de la distribution en CaCO_3 (par les méthodes de Blackman-Tukey (trait plein) et du maximum entropie (trait pointillé) pour le Barrémien total (A), le Barrémien inférieur (B) et le Barrémien supérieur (C) de la série d'Angles.

était le cas pour les étages précédents. Les pics prédominants sont compris entre 322 et 77 cm ; les pics mineurs sont situés à 53, 47 et 30 cm.

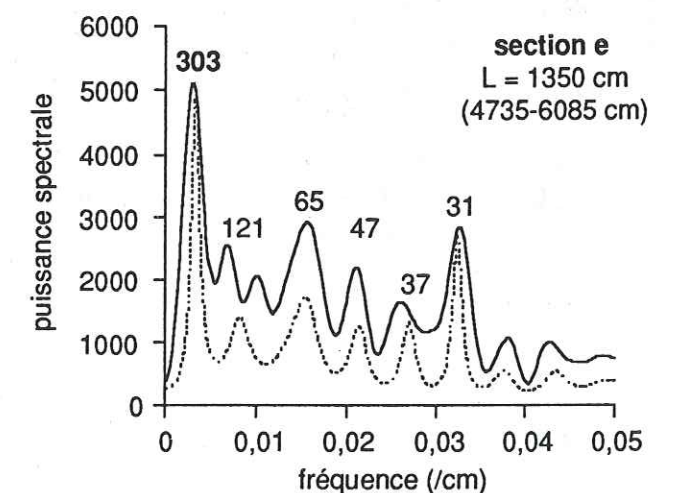
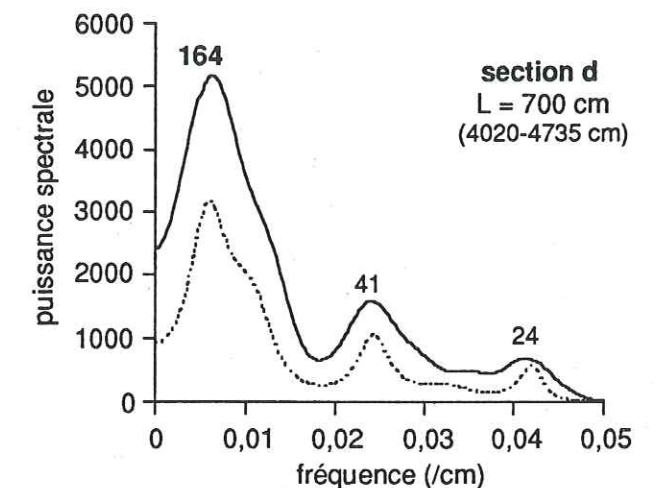
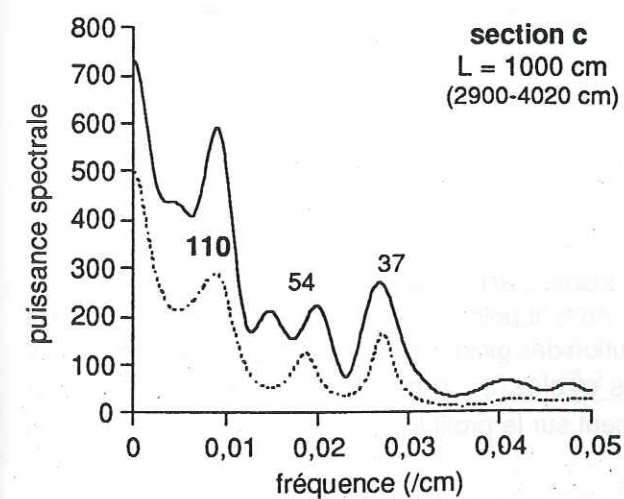
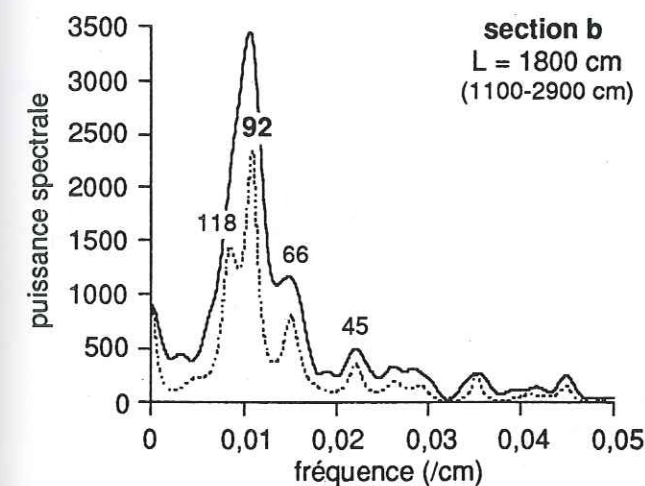
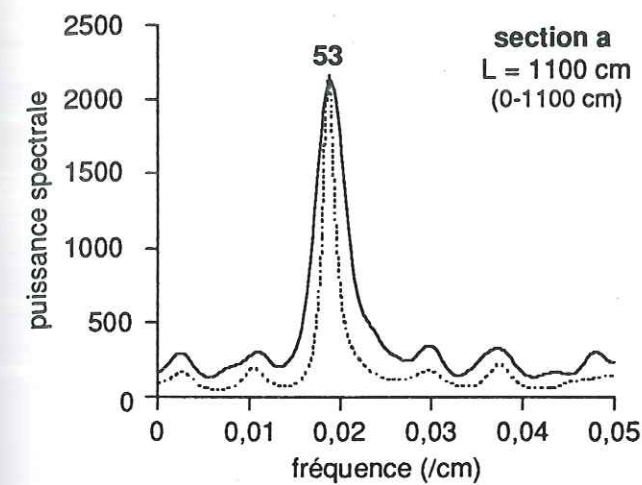
Les spectres dérivés de la teneur en carbonates pour le Barrémien inférieur et supérieur sont également caractérisés par un très grand nombre de pics. Il est à noter qu'une multitude de pics spectraux est souvent caractéristique d'un signal bruité.

Le spectre du Barrémien inférieur (fig. 68b) est dominé par des cycles de grande longueur d'onde avec trois pics majeurs situés respectivement à 1706, 286 et 104 cm. Le Barrémien inférieur est donc responsable des cycles de basse fréquence mis en évidence sur le spectre total. Le spectre du Barrémien supérieur (fig. 68c) avec un pic majeur à 75 cm et des pics mineurs inférieurs à 53 cm, reflète par contre la partie située dans les hautes fréquences sur le spectre total. Ce résultat spectral n'est pas très satisfaisant. On remarque en effet que la puissance spectrale est relativement élevée pour la plus petite fréquence décelée (Fréquence de Nyquist) ; cet effet d'"aliasing" affecte très certainement toutes les fréquences comprises entre 0,03 et 0,05. La médiocrité du spectre obtenu n'est pas due à un mauvais choix de pas de rééchantillonnage ; elle serait plutôt la conséquence de l'absence de fluctuations majeures de la teneur en carbonates dans la partie supérieure du Barrémien, observée sur la courbe calcimétrique initiale (fig. 66).

Au vu de ces premiers résultats, il apparaît une nouvelle fois que l'ensemble le plus marneux (Barrémien inférieur) est représenté par des cycles de longue période alors que l'ensemble le plus calcaire (Barrémien supérieur) est représenté par des cycles de courte période.

Nous allons maintenant focaliser notre étude sur de petits segments de la série carbonatée barrémienne. Un découpage en 9 segments successifs, toujours définis en fonction des variations brutales du pourcentage en CaCO_3 , a été retenu. Les résultats de l'analyse spectrale appliquée aux différentes sections sont illustrés par la figure 69.

Les sous-spectres obtenus sont caractérisés par une fréquence élevée de pics ; la prédominance d'un pic unique, observée pour la majorité des sous-sections des étages précédents, est bien moins évidente dans le cas du Barrémien. La localisation et l'amplitude des pics majeurs sont très variables. On peut les diviser en quatre grands groupes qui se retrouvent dans les différentes sections : le premier concerne les pics dont la périodicité est inférieure à 40 cm ; le second, les pics situés entre 41 et 79 cm ; le troisième concerne les pics compris entre 92 et 121 cm ; le quatrième regroupe les pics à 159, 164 et 189 cm. Un pic isolé à 303 cm apparaît également dans la section (e). Cette grande dispersion des périodicités peut difficilement être attribuable à des variations du taux de sédimentation ; d'autre part la succession barrémienne d'Angles est continue du point de vue biostratigraphique, la présence de hiatus ne peut donc pas être invoquée pour expliquer ces variations importantes de localisation des pics. Nous pouvons alors émettre l'hypothèse que ces différents pics sont peut être l'expression de signaux orbitaux différents. Comme pour le Valanginien et l'Hauterivien, nous avons cherché s'il existait une relation entre période des pics et teneur en carbonates pour le Barrémien. Le graphe obtenu (fig. 70) à partir des



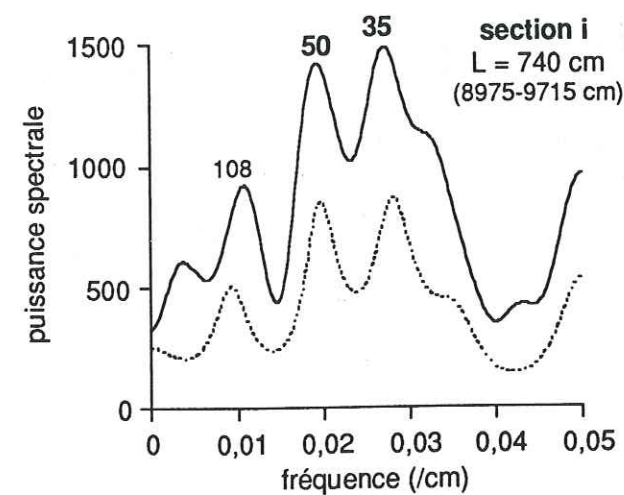
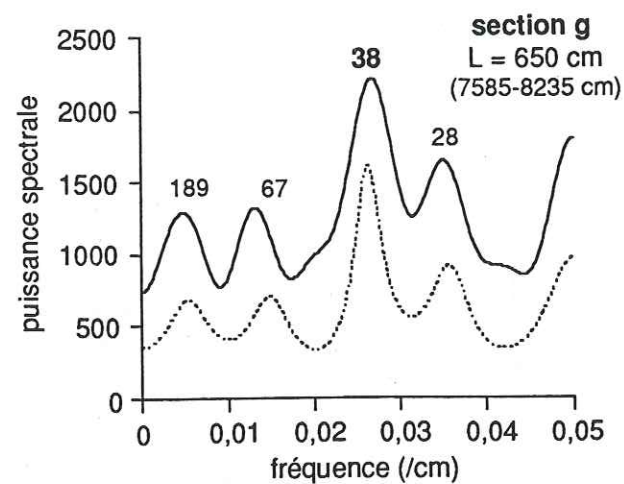
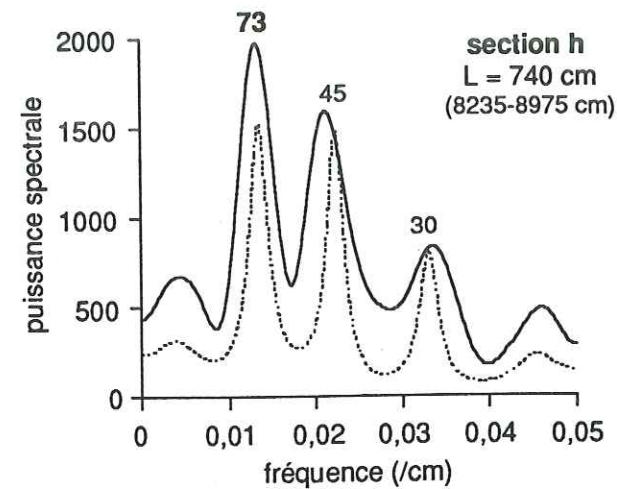
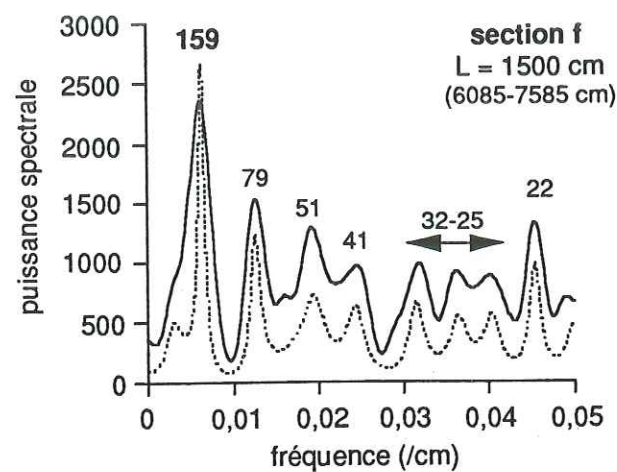


Fig. 69 - Spectres de 9 segments successifs de la série barrémienne d'Angles (en trait plein : spectre obtenu en appliquant la méthode de Blackman-Tukey ; en trait pointillé : spectre obtenu en appliquant la méthode du maximum entropie qui permet une meilleure résolution des pics). Les chiffres situés au dessus des principaux pics correspondent aux périodes des cycles en cm. L représente la longueur d'une section. L'intervalle réel que représente chaque segment sur le profil lithologique (slumps compris) est précisé (chiffres entre parenthèses).

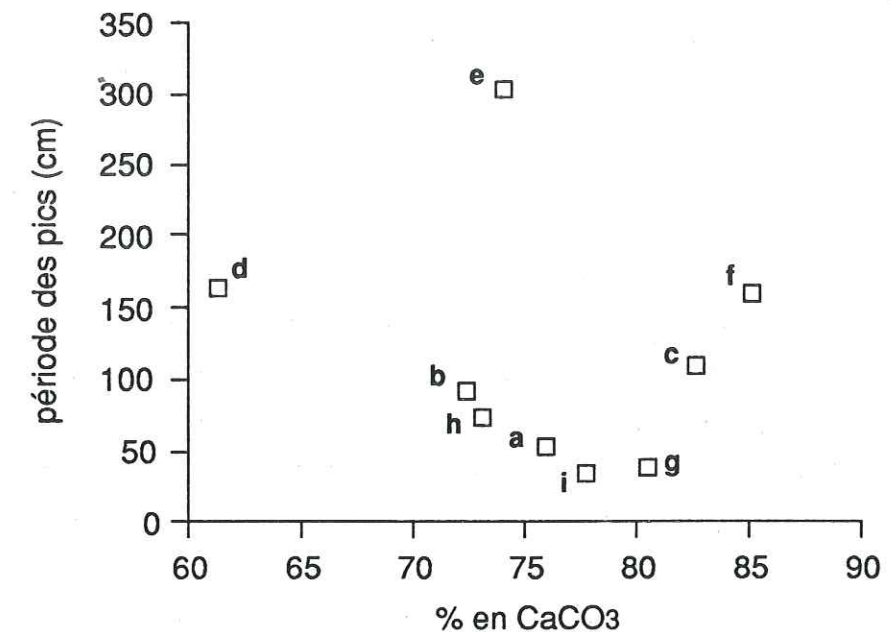


Fig. 70 - Relation entre la teneur moyenne en carbonate de calcium et la période (cm) des principaux pics spectraux pour les différentes sections du Barrémien de la coupe d'Angles.

	sections	période des principaux pics (cm)	périodicités correspondantes (ka) calculées à partir des différentes estimations du taux de sédimentation pour le Barrémien d'Angles (Tabl. 6)					
			13,1 m/ma	23,9 m/ma	47,9 m/ma	13,5 m/ma (int. A) 13 m/ma (int. B)	11,2 m/ma (int. A) 11,7 m/ma (int. B)	
intervalle A	a	53	40,5	22,2	11,1	39,2	47,3	
	b	105	80,1	43,9	21,9	77,8	93,7	
	c	110 37	84 28,2	46 15,5	23 7,7	84,6 28,5	94 31,6	
intervalle B	d	164 41	125,2 31,3	68,6 17,1	34,2 8,6	126,1 31,5	140,2 35	
	e	303 31 65	231,3 23,7 49,6	126,8 13 27,2	63,2 6,5 13,6	233 23,8 50	259 26,5 55,5	
	f	159 79 51	121,4 60,3 38,9	66,5 33 21,3	33,2 16,5 10,6	122,3 60,8 39,2	135,9 67,5 43,6	
	g	38 28	29 21,4	15,9 11,7	7,9 5,8	29,2 21,5	32,5 23,9	
	h	73 45	55,7 34,3	30,5 18,8	15,2 9,4	56,1 34,6	62,4 38,5	
	i	35 50	26,7 38,2	14,6 20,9	7,3 10	26,9 38,5	29,9 42,7	

Tabl. 16 - Durées (ka) des cycles carbonatés calculées pour chaque section du Barrémien de la coupe d'Angles.

données des 9 sections n'apporte aucune information supplémentaire ; la répartition des points, sans être totalement aléatoire, ne montre pas de relation particulière entre teneur en carbonates et période (en cm) des pics.

Conversion des cycles carbonatés identifiés en durées

A partir des différentes estimations du taux de sédimentation moyen dans la série d'Angles (tabl. 6), nous avons calculé pour chaque section les périodicités moyennes en millier d'années des principaux cycles carbonatés identifiés (tabl. 16). Comment interpréter les durées obtenues qui, en fonction des taux de sédimentation considérés, montrent une très grande dispersion ? Nous voyons avec l'exemple du Barrémien, dont la durée varie selon les auteurs du simple au triple, les limites de la méthode. Si nous voulons interpréter les cycles carbonatés observés, il nous faut nécessairement choisir une durée, mais sur quelle base ?

Nous avons dans un premier temps, comme pour l'Hauterivien, calculé les rapports des fréquences des différents pics spectraux, puis les avons comparé aux rapports des fréquences orbitales calculées pour le Crétacé inférieur. Les résultats, dans ce cas précis, sont décevants ; aucun rapport caractéristique n'a été mis en évidence. Ceci ne signifie pas pour autant que les paramètres astronomiques ne contrôlent pas l'enregistrement carbonaté au Barrémien. Les rapports obtenus sont vraisemblablement le résultat de la très grande dispersion des fréquences entre les différentes sections.

Nous pouvons dans un second temps raisonner par rapport aux résultats obtenus pour les étages précédents.

- Le Berriasien supérieur calcaire comporte des cycles carbonatés majeurs relatifs au cycle de la précession des équinoxes.

- Pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien à dominante marneuse le contrôle orbital le plus important est celui de l'obliquité.

Au vu des résultats, on peut envisager pour le Barrémien, qui est à dominante calcaire, un contrôle dépendant du signal de la précession. Pour un taux de sédimentation compris entre 11 & 13,5 m/ma (tabl. 16), correspondant approximativement à une durée du Barrémien supérieur à 7 ma, les périodicités calculées pour les cycles montrent une assez bonne correspondance avec celles de l'excentricité (cycles compris entre 105 et 164 cm) et celles de la précession (cycles inférieurs à 40 cm). Quant aux cycles compris entre 45 et 65 cm, ils sont certainement relatifs à l'obliquité. La signification des pics de 73 et de 79 cm est moins claire : se rapportent-ils à l'obliquité ou à l'excentricité ? La durée du cycle de 303 cm est par contre difficilement assimilable à une fréquence orbitale quelconque. Globalement, sur les 9 sections, **l'excentricité et la précession apparaissent donc comme les paramètres orbitaux les mieux enregistrés avec une dominance du cycle à 100 000 ans.** Pour les séries anté-quatérnaires, la présence d'un cycle à 100 000 ans est interprétée comme une réponse non linéaire du système climatique au signal de la

précession (Herbert & Fischer 1986). Il est clair néanmoins que l'enregistrement carbonaté de cette série barrémienne ne fournit pas une preuve convaincante d'un contrôle astronomique de la sédimentation. Les spectres calculés transmettent un signal très bruité dans certains cas et l'absence de consensus quant à la durée de l'étage (entre 2 et 7,3 ma) rend très difficile la conversion en durée des cycles carbonatés exprimés en épaisseur. En définitive, les données sur le Barrémien sont trop imprécises pour établir une orbitochronologie et recalculer la durée de l'étage.

Comparaison des cycles carbonatés de la série d'Angles avec ceux des alternances pélagiques barrémiennes d'Italie du Nord et d'Italie Centrale

La célèbre formation de la Maiolica du Centre et du Nord de l'Italie d'âge crétacé inférieur représente un très bel exemple d'alternance calcaire-marne avec différents ordres de cyclicités (depuis le couplet élémentaire jusqu'au groupe de faisceaux) visibles à l'affleurement en plusieurs sites. La partie de cette formation correspondant au Barrémien a fait l'objet de nombreuses études, tant sur le plan biostratigraphique que magnétostratigraphique (Bralower, 1987 ; Channell *et al.*, 1979 ; Lowrie & Alvarez, 1984) avec pour résultat une parfaite corrélation de ces séquences avec les anomalies magnétiques océaniques. La contrainte temps étant bien appréhendée, Herbert (1992) a choisi d'étudier la cyclicité lithologique de cette formation pour tester l'hypothèse d'un contrôle astronomique. Un traitement par analyse spectrale est réalisé à partir des mesures d'épaisseur de couples banc-interbanc, en trois sections barrémiennes. Les spectres obtenus pour les trois sections (fig. 71) montrent un pic prédominant dont les périodicités de 102, 147, 86 cm, correspondant aux épaisseurs moyennes d'un faisceau de bancs, sont très proches des périodicités identifiées dans la série d'Angles, à la fois pour le Barrémien total (pics à 145, 103, 77 cm) ; pour le Barrémien inférieur (pics à 140 et 104 cm) et pour le Barrémien supérieur (pics à 164 et 75 cm) ; tous ces cycles apparaissent également sur les 9 sections. Les sections de la Maiolica montrent de plus des pics mineurs situés entre 40 et 63 cm, pics qui ressortent aussi dans la série d'Angles. Les différentes périodicités, observées pour le pic prédominant d'une section à l'autre, sont interprétées par Herbert comme le résultat de variations du taux de sédimentation ; il s'agit donc pour lui d'un seul et même pic.

Dans les coupes choisies par Herbert, 5 zones paléomagnétiques ont été reconnues, depuis le chron MOR jusqu'au chron M3R ; elles recouvrent la majeure partie du Barrémien. A partir des âges fournis par ces zones (d'après les échelles de Harland *et al.* (1990) et de Kent & Gradstein (1985)) des taux de sédimentation sont calculés. Ces taux varient entre 7 et 14 m/ma. Là encore, ces valeurs sont très similaires à celles calculées pour le Barrémien d'Angles avec les mêmes échelles chronologiques (tabl. 16).

La conversion en durée des périodicités calculées en épaisseur, montre que les cycles dominants compris entre 102 et 147 cm, reflètent le signal de l'excentricité. Herbert en déduit que le couple élémentaire banc-interbanc dont l'épaisseur moyenne est inférieure à 40 cm est

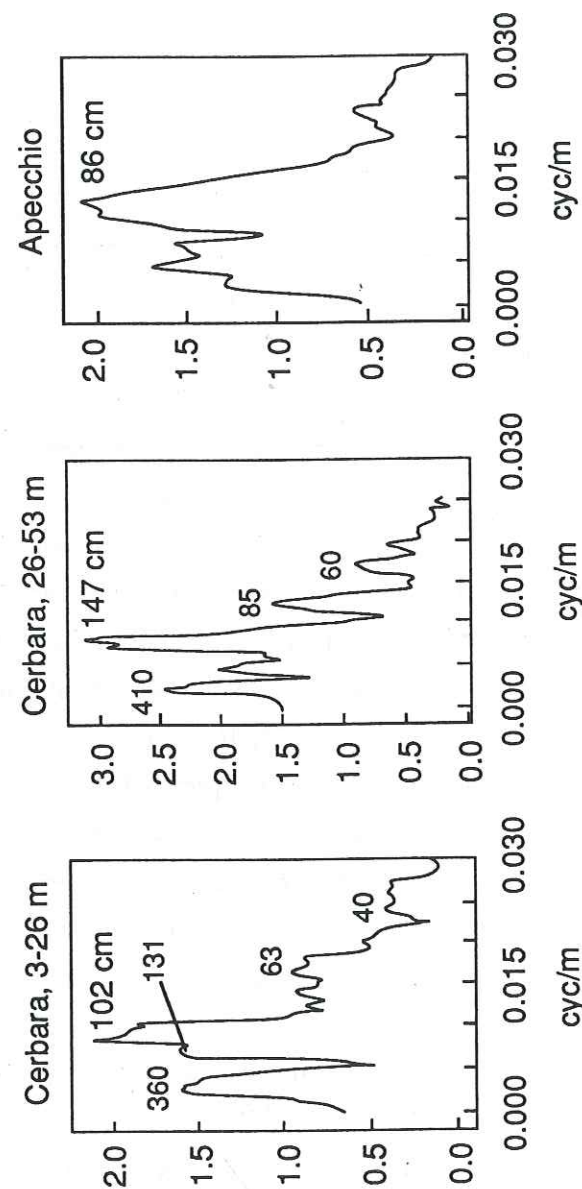


Fig. 71 - Analyses spectrales des épaisseurs des couples banc-interbanc pour trois sections de la formation de la Maiolica (Italie) (d'après Herbert, 1992). Les périodes des pics dominants sont identifiées en cm. Les taux de sédimentation utilisés pour les intervalles analysés sont compris entre 7 et 12 m/ma.

contrôlé par la précession. Dans la série d'Angles, les cycles carbonatés inférieurs à 40 cm sont également relatifs à la précession.

La présence d'un cycle dominant à 100 000 ans pour le Barrémien, illustrée par les exemples du bassin vocontien et de l'Italie, avait déjà été démontrée dans une étude sur les black-shale de la coupe de la Breggia (Suisse méridionale) par Weissert *et al.* (1985).

IV - DISCUSSION

Le traitement par analyse spectrale des fluctuations de la teneur en carbonate pour l'intervalle Berriasien-Barrémien de la série d'Angles-Vergons a permis de mettre en évidence :

- la présence de cycles carbonatés significatifs dont les périodicités sont situées en majorité dans la bande de fréquence de Milankovitch ;
- des périodicités dominantes proches de celle de la précession dans les formations à dominante calcaire c'est à dire à la base (Berriasien, Valanginien inférieur) et au sommet de la série (Hauterivien terminal et Barrémien) ;
- des périodicités dominantes proches de celle de l'obliquité dans les formations à dominante marneuse correspondant à l'intervalle Valanginien supérieur-Hauterivien ;
- une caractérisation du passage des alternances à dominante calcaire aux alternances à dominante marneuse par :
 - 1 - une augmentation du taux de sédimentation ;
 - 2 - un changement dans l'enregistrement du signal astronomique apparent.

Comment expliquer la différence de réponse spectrale observée entre les périodes à dominante calcaire et les périodes à dominante marneuse ?

-1^{er} cas- Cette différence reflète simplement une distorsion du signal, provoquée par des variations importantes du taux de sédimentation, une bioturbation intense qui détruit une partie du signal ou par des perturbations postérieures aux dépôts telle que la compaction différentielle.

-2^{ème} cas- Les variations de la réponse spectrale entre les périodes à dominante calcaire et les périodes à dominante marneuse, traduisent réellement un changement dans l'enregistrement du signal astronomique. Ce changement se produirait une première fois à la limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur (passage des alternances à dominante calcaire aux alternances à dominante marneuse) et une seconde fois à la limite Hauterivien-Barrémien (passage des alternances à dominante marneuse aux alternances à dominante calcaire).

1^{er} cas : le changement de réponse spectrale entre périodes à dominante calcaire et périodes à dominante marneuse, résulte de variations très importantes du taux de sédimentation.

Rappelons tout d'abord que l'analyse harmonique réalisée par Rio *et al.* (1989) sur les épaisseurs des couples élémentaires calcaire-marne de la série d'Angles-Vergons pour l'intervalle Berriasien-Barrémien révèle également une différence dans la longueur des périodicités entre les formations calcaires et marneuses. Les plus petites périodes sont principalement enregistrées dans les sections marneuses (Valanginien supérieur) et les plus longues périodes dans les sections calcaires (Berriasien, Valanginien inférieur et Barrémien). Les résultats sont en apparence opposés aux nôtres, obtenus à partir des teneurs en carbonate. Cette différence n'est en fait qu'apparente et résulte simplement du postulat considéré au départ par les auteurs : à savoir que le cycle élémentaire a une durée de 21 000 ans. Ils précisent donc que la plus petite période fournie par l'analyse harmonique est 42 000 ans. Les périodes proches du signal de la précession, prédominantes dans les formations à dominante calcaire (résultats de ce travail) ne peuvent donc pas être retrouvées dans l'enregistrement obtenu à partir des épaisseurs.

Par contre Rio et ses collaborateurs montrent que la période de 40 000 ans est toujours présente et intense sauf au Barrémien. Ainsi, les spectres calculés pour le Valanginien à partir des épaisseurs des bancs calcaires pour la partie basale et à partir des interbancs marneux pour la partie médiane (fig. 72) montrent que le signal le plus intense enregistré par la partie marneuse du Valanginien est proche de 40 000 ans.

Clerc Renaud (1988) montre dans son étude de la sédimentation alternante d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur de la Sierra de Fontcalent (Espagne) que l'interprétation de l'analyse spectrale est rendue délicate par des variations importantes du taux de sédimentation lorsque le modèle de départ est basé sur l'hypothèse d'un taux de sédimentation constant (hypothèse de départ de notre étude). Elle suppose en particulier que dans les intervalles les plus marneux de la coupe étudiée, pour lesquels les épaisseurs des doublets calcaire-marne sont irrégulières, il manque des couches calcaires du fait de l'arrivée en abondance de matériel détritique entraînant une augmentation du taux de sédimentation.

Cette hypothèse d'une "oblitération" possible des cycles est également suggérée par Cotillon (1991) mais, à l'inverse, pour les formations à dominante calcaire. Dans ce cas, le taux de sédimentation serait plus rapide et plus discontinu dans les calcaires, avec des lacunes de sédimentation localisées sans doute dans les interbancs marneux.

Concernant l'étude de la sédimentation carbonatée de la série d'Angles-Vergons, il faut rappeler que les résultats les plus fiables du traitement des données ont été obtenus sur l'intervalle Valanginien-Hauterivien, pour deux raisons essentielles :

1 - à l'exception du Valanginien supérieur, qui présente des alternances à dominante marneuse, le Valanginien inférieur et l'Hauterivien présentent les alternances calcaire-marne les plus régulières de l'ensemble de la série. Les périodicités détectées sont pourtant différentes dans ces deux intervalles où les cycles ne semblent pas oblitérés. Par contre, dans les parties à

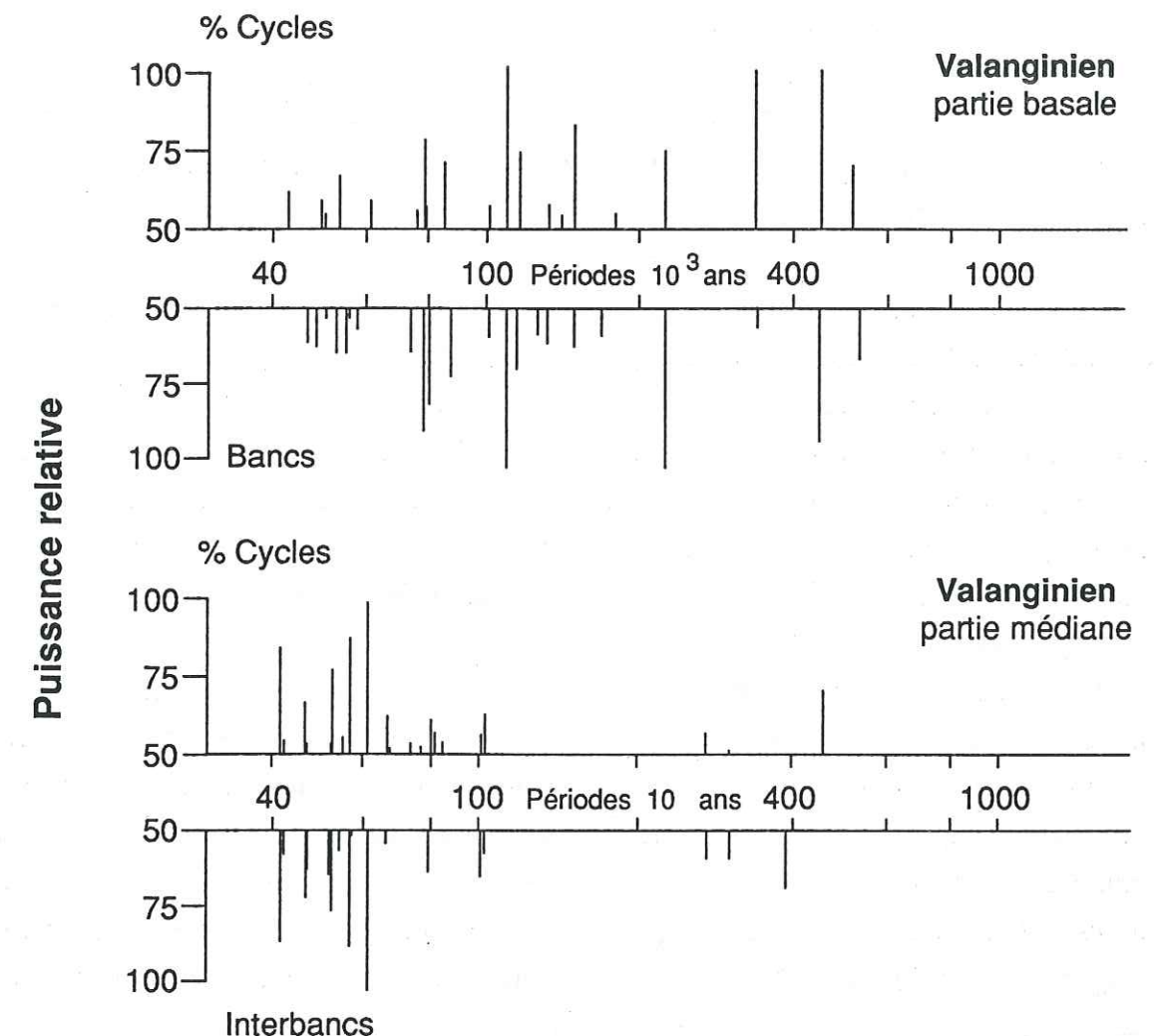


Fig. 72 - Comparaison des spectres obtenus par transformée de Fourier à partir des épaisseurs des cycles et des interbancs pour la partie basale et la partie moyenne du Valanginien. Les périodes sont calculées en utilisant une valeur de 21 000 ans pour le cycle élémentaire (Rio *et al.*, 1989).

dominante très calcaire (Berriasien inférieur et Barrémien supérieur) où les cycles carbonatés sont mal exprimés (la teneur en carbonate de calcium fluctue faiblement autour d'une moyenne très élevée), l'analyse spectrale est délicate et les résultats obtenus plus discutables.

2 - l'intervalle Valanginien-Hauterivien est continu au point de vue biostratigraphique ; les quelques glissements synsédimentaires qui affectent la série ne représentent pas des lacunes importantes, ce qui n'est pas le cas pour le Berriasien pour lequel les lacunes observées intéressent la majeure partie de l'étage.

L'hypothèse d'une oblitération des cycles par les variations du taux de sédimentation ne peut donc pas fournir une explication satisfaisante aux différences de périodicités observées dans l'enregistrement carbonaté étudié.

Les influences du cycle de la précession sur les systèmes sédimentaires sont particulièrement bien marquées dans les basses latitudes (autour de 30°) et ceci quel que soit l'âge des successions sédimentaires considérées (De Boer, 1991).

Nous pouvons donc admettre que le signal relatif à la précession doit être prédominant dans les sédiments carbonatés du bassin vocontien ; ceci impliquerait que durant l'intervalle Valanginien supérieur-Hauterivien, le cycle à 20 000 ans devienne un cycle à 38 000 ans en raison de l'augmentation du taux de sédimentation dans les formations les plus marneuses.

Or si l'on se reporte aux périodicités initiales (en épaisseurs) des cycles carbonatés obtenues pour le Valanginien de la coupe d'Angles, la longueur moyenne d'un pic carbonaté dans le Valanginien inférieur (à partir des petites sections) est de 60 cm. Ce pic a été attribué au cycle de la précession. Dans le Valanginien supérieur, la longueur moyenne d'un pic est de 143 cm ; si ce pic reflète également le cycle de la précession, cela implique un taux de sédimentation égal à 70 m/ma. Ces valeurs très élevées semblent incompatibles avec un environnement de dépôt tel que celui du bassin vocontien. En effet, les structures de bioturbation observées à la fois dans les sédiments calcaires et marneux montrent que le milieu était soumis à une sédimentation lente et régulière (Gaillard, 1984). D'autre part, les estimations moyennes du taux de sédimentation pour des carbonates pélagiques sont comprises entre 10 et 50 m/ma (Einsele, 1992).

Les variations du taux de sédimentation ne semblent donc pas responsables des différences de périodicités observées dans l'enregistrement carbonaté de la série d'Angles-Vergons.

Pouvons nous envisager d'autres perturbations tel que la compaction différentielle ou la bioturbation pour expliquer la différence dans l'enregistrement des cycles orbitaux entre formations à dominante calcaire et formations à dominante marneuse ?

D'après les tests effectués par Rio *et al.* (1989), la compaction différentielle entre calcaire et marne ne peut être invoquée comme cause de la distorsion.

La bioturbation, particulièrement intense pour les formations hauteriviennes, pourrait détruire les petits cycles et masquer le signal relatif à la précession. Les résultats obtenus par Gradstein *et al.* (1993) et Huang *et al.* (1993) sur le site 534 DSDP (Atlantique Central) ne vont pas dans le sens de cette hypothèse. Les auteurs montrent en effet que dans ce site, où les cycles mineurs (≥ 5 cm) sont bien préservés, l'obliquité est également le signal prédominant enregistré dans les sédiments d'âge hauterivien.

Au vu de ces résultats, aucun argument convaincant ne peut soutenir l'hypothèse d'une distorsion du signal pour expliquer les variations de la réponse spectrale observées dans l'enregistrement carbonaté.

La deuxième hypothèse suggère que l'influence des variations orbitales à long terme sur la sédimentation carbonatée, a changé au cours du Crétacé inférieur.

Ceci implique une transition possible depuis un contrôle majeur des variations climatiques par les cycles de l'excentricité et de la précession à certaines périodes (Berriasien-Valanginien inférieur et Hauterivien terminal-Barrémien) vers un contrôle prédominant du climat par le cycle de l'obliquité durant l'intervalle Valanginien supérieur-Hauterivien.

Pour la période Plio-Pléistocène, différentes études ont montré que la réponse climatique aux cycles orbitaux n'était pas uniforme au cours du temps. Entre 5 et 2,4 ma, les enregistrements climatiques sont liés aux cycles de l'excentricité et de la précession (Bloemendal & de Menocal, 1989 ; Herbert, 1990 ; Joyce *et al.*, 1990). Durant l'intervalle Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur (entre 2,4 et 0,9 ma) la réponse climatique est largement influencée par le cycle de l'obliquité (Bloemendal & de Menocal, 1989 ; Ruddiman *et al.*, 1986). Cette augmentation de la variance du cycle à 41 000 ans coïncide avec le début de glaciations majeures dans l'hémisphère Nord marquées par la formation de calottes glaciaires de haute latitude sur l'Eurasie et l'Amérique du Nord (Bloemendal & de Menocal, 1989). L'amplification des oscillations climatiques change de nouveau de façon marquée à environ 0,9 ma puisque le cycle à 100 000 ans domine l'enregistrement climatique du dernier million d'années (Hays *et al.*, 1976 ; Imbrie & Imbrie, 1980). Cette réponse à 100 000 ans reflète une intensification des glaciations dans les deux hémisphères.

Dans tous les cas, les variations climatiques observées pour la période Plio-Pléistocène, sont liées aux cycles orbitaux mais peut-être aussi pour une partie à des causes internes au système terrestre (tectonique). Ruddiman *et al.* (1986) invoquent en effet des phénomènes de dynamique interne à la Terre, comme la surrection des chaînes de montagne, pour expliquer l'apparition des cycles à 100 000 ans.

Les variations de la réponse spectrale, enregistrées dans la sédimentation carbonatée de la fosse vocontienne au passage Valanginien inférieur-Valanginien supérieur et Hauterivien-Barrémien, coïncident-elles avec des changements paléoclimatiques et paléocéanographiques majeurs ?

L'intervalle Berriasien-Valanginien inférieur correspond à une période de bas niveau marin en Europe qui serait inscrite dans une variation eustatique de deuxième ordre. Cette régression aboutit à l'isolement des bassins sédimentaires avec développement d'un provincialisme et d'un endémisme faunique et floristique important (Mutterlose, 1992 ; Tyson & Funnell, 1990). Elle est marquée par la progradation généralisée des facies de plates-formes et le dépôt des alternances à dominante calcaire dans le bassin vocontien (Ferry, 1991).

Un changement majeur dans les conditions paléocéanographiques et paléogéographiques se produit à la limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur.

En effet, le Valanginien supérieur correspond au début d'une transgression majeure qui se poursuit pendant l'Hauterivien, reconnu comme une période de haut niveau marin relatif (Ferry, 1991 ; Tyson & Funnell, 1990). Cette transgression affecte une bonne partie de l'Europe et permet d'établir des communications continues entre les domaines boréal et téthysien (Mutterlose, 1992 ; Tyson & Funnell, 1990). Dans le Sud-Est de la France, l'élévation du niveau marin se traduit par un ennoyage des plates-formes carbonatées, conduisant à une sédimentation beaucoup plus marneuse dans le bassin vocontien. Cette dérive vers les marnes traduit une intensification des apports terrigènes, liée à l'augmentation du niveau marin, couplée sans doute avec un climat plus humide. Ceci est démontré par les changements observés dans les caractères de l'alternance calcaire-marne entre le Valanginien inférieur calcaire où elle est à dominante calcaire et le Valanginien supérieur marneux où elle est à dominante marneuse. Cela s'accompagne aussi d'un net assombrissement de la couleur des marnes. Ce changement de couleur reflète une augmentation de la teneur en matière organique notamment d'origine terrestre, qui est plus élevée dans les interbancs du Valanginien supérieur que dans ceux du Valanginien inférieur (Magniez-Janin, 1992) ; la dilatation corrélative du couple élémentaire banc-interbanc traduit une augmentation de la fraction détritique, confirmée par un taux de sédimentation plus fort dans les alternances à dominante marneuse.

Durant l'intervalle Valanginien supérieur-Hauterivien, le bassin vocontien est largement ouvert sur le domaine boréal grâce à des liens s'établissant par l'intermédiaire des plates-formes septentrionales (Jura, Franche-Comté, Alsace) (Autran, 1989). Une communication entre les deux domaines s'effectue en particulier par le détroit des Carpathes, ouvert durant cet intervalle (Michael, 1979 ; Kutek *et al.*, 1989) (fig. 73). Sur le plan paléoécologique, l'étude des différents groupes fauniques et floristiques du bassin vocontien, montre la coexistence de taxons téthysiens et boréaux durant cet intervalle qui témoigne bien d'un environnement ouvert sur la Téthys mais aussi d'un milieu ouvert sur les hautes latitudes.

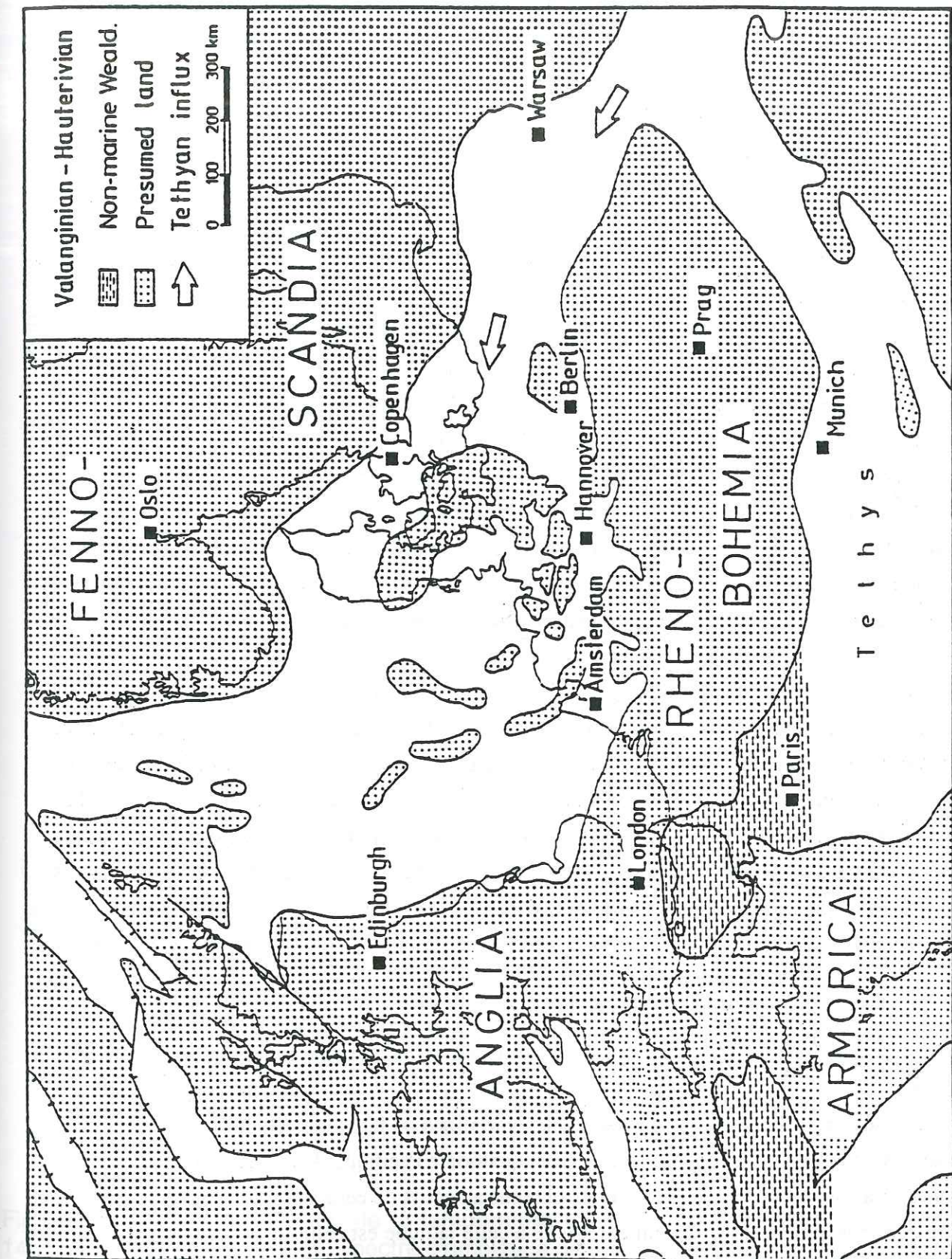


Fig. 73 - Carte paléogéographique pour le Valanginien et l'Hauterivien de l'Europe nord-occidentale (d'après Mutterlose, 1992).

La fin de l'Hauterivien est caractérisée par un changement paléocéanographique important : une tendance régressive s'amorce et se généralise au Barrémien dans l'ensemble de l'Europe. Les liens entre les bassins sont de plus en plus restreints (Rawson & Riley, 1982 ; Ruffell, 1991) ; la communication entre les domaines boréal et téthysien est interrompue par la fermeture du détroit des Carpathes à la limite Hauterivien-Barrémien (Michael, 1979 & Kutek *et al.*, 1989). Ce changement est bien enregistré dans le bassin vocontien avec le passage brutal des alternances de calcaires marneux à des dépôts de calcaires francs séparés par de minces interbanes marneux. Par la suite, cette baisse du niveau marin conduit au cours du Barrémien inférieur, à une contraction progressive des faciès hémipélagiques des marges du bassin vocontien et au développement des plates-formes carbonatées dès la fin du Barrémien (Ferry, 1991). Les alternances déposées dans le bassin sont à dominante calcaire.

L'analyse palynologique du Barrémien de la coupe d'Angles, effectuée par Réneville & Raynaud (1981), révèle une coupure majeure entre le Barrémien inférieur et supérieur. Ce changement, marqué par une plus grande abondance des associations dominées par les pollens disaccates et les *Classopollis*, ainsi que par la présence de types méridionaux, indiquerait une dérive vers des conditions plus chaudes et plus sèches. Ces conditions se poursuivraient dans le Sud-Est de la France jusqu'à l'Aptien inférieur avec le dépôt des calcaires bédouliens (Ruffell & Batten, 1990). D'après ces auteurs, le faciès urgonien aurait la même signification que le faciès tithonique. Tous deux témoigneraient de **régressions majeures**, coïncidant avec une réduction des apports silicoclastiques, et des **conditions climatiques arides ou semi-arides**.

Nous pouvons donc suggérer que les changements paléocéanographiques et paléogéographiques majeurs, contrôlés essentiellement par les variations du niveau marin relatif ont provoqué des changements dans la réponse climatique au signal orbital et par conséquent dans l'enregistrement de celui-ci par la sédimentation carbonatée. Nous pouvons supposer en particulier que, durant l'**intervalle Valanginien supérieur-Hauterivien**, les **sédiments alternants de la fosse vocontienne ont enregistré préférentiellement les influences climatiques des domaines de haute latitude (domaine boréal) avec lesquels les communications étaient bien établies**. Ainsi, pourrait s'expliquer la forte occurrence du signal de l'obliquité observée durant cette période.

Une autre hypothèse peut être avancée pour expliquer la présence prédominante du cycle de l'obliquité.

Elle s'inspire d'une étude réalisée sur les variations de température enregistrées dans des sédiments d'âge Pléistocène le long d'une coupe équatoriale Pacifique-Atlantique-Afrique (Short *et al.*, 1991). La figure 74 illustre les résultats obtenus au cours de cette étude. Nous voyons, sur le spectre d, que le signal normalement enregistré à cette latitude est celui de la précession. Or, les spectres calculés pour chaque site aboutissent à des résultats différents : le cycle à 41 000 ans est enregistré préférentiellement à celui de la précession au niveau du site pacifique (a) qui représente

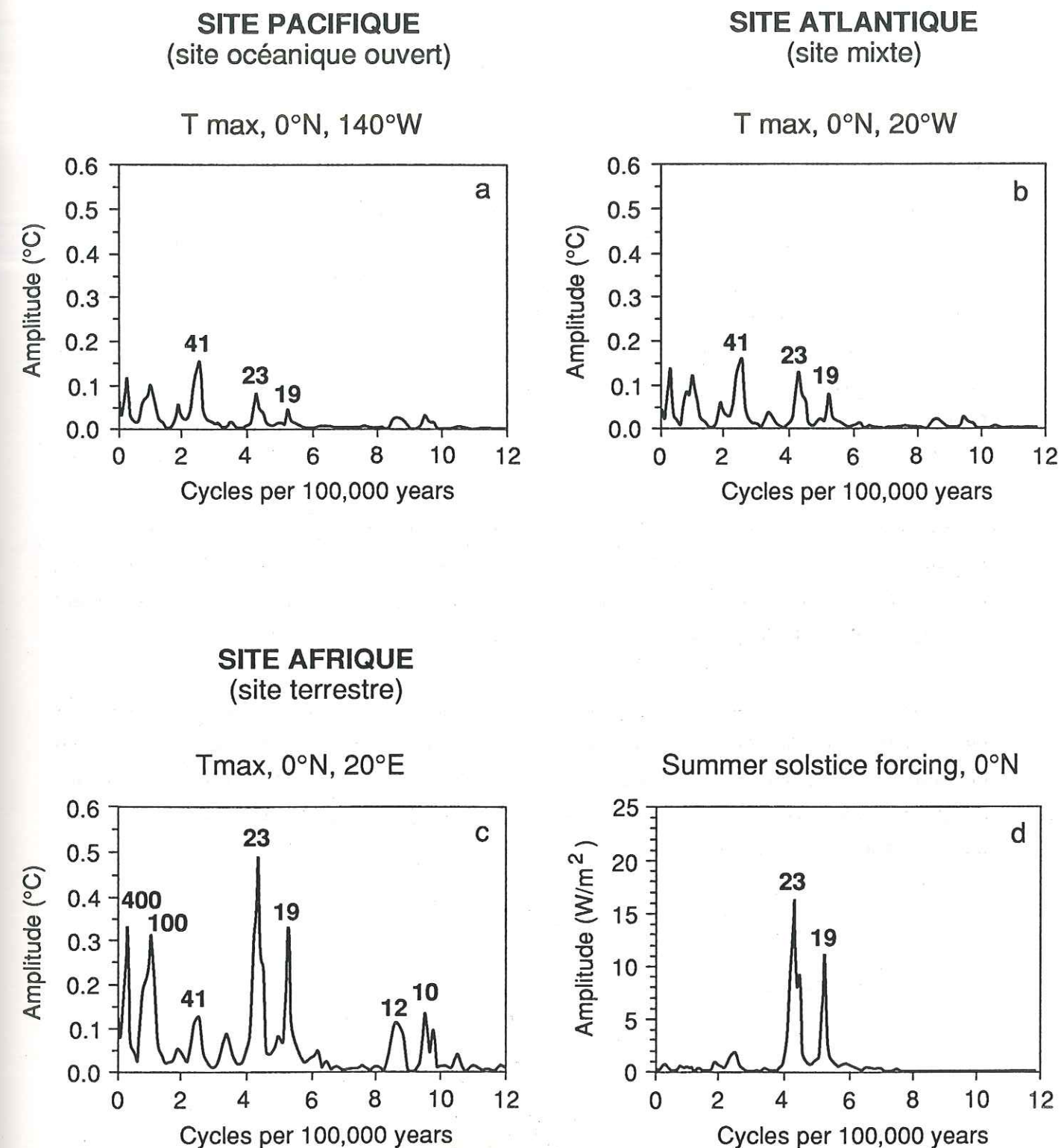


Fig. 74 - Spectres d'amplitude de la température maximale pour trois sites équatoriaux : a : 140°W, b : 20°W, c : 20°E ; d : spectre d'amplitude de l'insolation au solstice d'été à 0°N (d'après Short *et al.*, 1991). Les pics majeurs sont indiqués avec leur périodicité en milliers d'années.

un milieu marin ouvert ; quant aux sites atlantique (b) et africain (c), ils représentent respectivement un milieu mixte et un milieu terrestre enregistrant plutôt les cycles de la précession et de l'excentricité. Les différences de la réponse spectrale entre les sites sont interprétées comme la traduction d'enregistrements différents du contraste saisonnier. En effet, les variations de ce dernier dépendent de la répartition des terres et des mers et sont contrôlées par les cycles de la précession et de l'excentricité (Hays *et al.*, 1976 ; Berger *et al.*, 1984). En raison de l'inertie beaucoup plus forte de l'océan qui se réchauffe ou se refroidit beaucoup moins vite que la terre, les effets de la précession et de l'obliquité sont beaucoup plus prononcés sur terre que dans l'océan.

Nous pouvons tenter d'appliquer ces résultats au Crétacé inférieur de la série d'Angles-Vergons. Durant l'intervalle Berriasien-Valanginien inférieur et durant le Barrémien, correspondant à des périodes de bas niveau marin relatif, le bassin vocontien se présente comme un milieu restreint, fermé, sans véritables communications extérieures. Il est alors possible que dans cette situation particulière la saisonnalité soit beaucoup plus marquée, ce qui se traduirait par l'enregistrement préférentiel des cycles de la précession et de l'excentricité.

Durant l'intervalle Valanginien supérieur-Hauterivien, représentant une période de transgression généralisée, le bassin vocontien est décrit comme un milieu marin très ouvert à la fois au Sud vers la Téthys et vers le domaine boréal au Nord. Sans pour autant le comparer au Pacifique, nous pouvons supposer que les contrastes saisonniers sont alors beaucoup moins marqués dans le bassin vocontien pendant cette période ce qui conduirait à l'enregistrement prédominant du cycle de l'obliquité.

La situation géographique particulière du bassin vocontien, caractérisée par la proximité des terres, renforce certainement plus les effets des changements climatiques que ne le ferait un environnement marin ouvert. L'impact sur la sédimentation est alors important et les variations climatiques sont bien enregistrées ; c'est en tout cas ce que nous pouvons supposer au vu des résultats obtenus par cette étude.

DEUXIEME PARTIE :

DETERMINATION DES VARIATIONS RELATIVES DES FLUX DE MATIERE DANS LES SERIES ATLANTIQUES ET VOCONTIENNE APPLICATION POUR UNE RECHERCHE DES FLUCTUATIONS DU NIVEAU MARIN EN DOMAINE PELAGIQUE

Sur les marges continentales et à leur proximité, l'enregistrement des variations absolues et relatives du niveau marin s'exprime par les relations réciproques et la géométrie de divers cortèges sédimentaires et séquences (Haq *et al.*, 1987). En domaine pélagique et dans les milieux situés au dessus de la CCD (profondeur de compensation des carbonates), les échos affaiblis des déplacements de la ligne de rivage prennent la forme de **variations des flux de matière** (Cotillon, 1987).

Le flux de matière véhicule les messages des masses continentales et des marges vers le domaine pélagique profond, par le biais de deux composantes :

- le **flux terrigène**, contrôlé par l'intensité de l'érosion des grandes masses continentales, elle même sous la dépendance des fluctuations du niveau marin et de la tectonique ;
- le **flux carbonaté** qui reflète l'histoire des marges, par sa fraction de fines particules issues des plates-formes, mais aussi l'histoire du bassin lui-même, au travers de la production planctonique responsable de la sédimentation carbonatée pélagique au sens strict.

Le flux carbonaté d'origine planctonique est peu tributaire des conditions locales. Il réagit sans doute plus directement aux causes globales ; c'est donc lui qui, en priorité, devrait être pris en considération pour la recherche du signal eustatique (Cotillon, 1991). En réalité, il est intimement mêlé au carbonate détritique issu des plates-formes.

Un flux sédimentaire représente une masse de sédiments déposés par unité de surface et unité de temps. Pour des sédiments antéquatéraux, la détermination des flux de matière avec une résolution suffisante, pose un problème. En effet, on ne peut y délimiter par des moyens classiques des intervalles de temps relativement courts.

Notre objectif consistait donc à mettre au point une méthode permettant d'exprimer non pas directement les flux de matière mais leurs **variations relatives au cours du temps** dans les successions pélagiques alternantes étudiées. La démarche proposée, qui se fonde sur **l'analyse d'images des séries océaniques carottées pourvues d'une cyclicité à haute fréquence** (unité de temps), lève cette difficulté pour aboutir à des **variations relatives des flux de matière** (produits carbonatés et terrigènes).

Cette seconde partie comporte deux chapitres.

- Le premier chapitre est consacré à la description de la méthode mise au point pour déterminer les variations relatives des flux de matière.

- Le deuxième chapitre est l'application de la méthode : - 1 - aux séries océaniques des sites DSDP 535 (golfe du Mexique) et 534 (Atlantique Central) et - 2 - à la série d'Angles-Vergons (Sud-Est de la France). Une comparaison des résultats obtenus pour les sites atlantiques et vocontien sera effectuée afin de mieux comprendre les relations entre le niveau marin relatif et la sédimentation pélagique profonde, au large des marges téthysiennes.

CHAPITRE 1 :

QUANTIFICATION DES "FLUX DE MATIERE" - MISE AU POINT METHODOLOGIQUE

Une procédure s'inspirant des travaux de Herbert & Fischer (1986) a été mise au point sur la série Tithonique supérieur-Aptien inférieur du site 534 DSDP (Atlantique Central) (Cotillon, 1989, 1991). Elle se fonde sur la **relation entre l'intensité du gris du sédiment et sa teneur en carbonate** (Nagao & Nakashima, 1992). Pour cette première étude du site 534 DSDP, l'intensité de gris a été estimée visuellement à partir des photographies de carottes en noir et blanc.

Dans le cadre de cette thèse, une détermination automatisée des nuances de gris, par l'emploi d'une caméra numérique monochrome reliée à un ordinateur PC compatible disposant d'un logiciel de mesures et d'analyses optiques, a été effectuée. L'emploi d'un analyseur d'images permet de discerner 256 nuances de gris contre une trentaine appréciée visuellement ; le logiciel utilisé pour l'analyse d'images est VISILOG ®.

La méthode du traitement automatique d'images a été appliquée :

- aux sédiments carottés des séries pélagiques alternantes du site **535 DSDP** (golfe du Mexique) pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien et du site **534 DSDP** (Atlantique Central) pour l'intervalle Tithonique supérieur-Aptien inférieur. Le choix d'un intervalle stratigraphique plus court pour le site 535, est contraint par la présence de lacunes ainsi que par une mauvaise récupération des carottes sur le reste du Crétacé inférieur. Les nuances de gris sont mesurées à partir des **photographies des sédiments carottés**, qui servent de documents de base.

- aux sédiments carottés dans un faisceau de bancs du Valanginien supérieur de la coupe d'Angles (bassin vocontien). Les nuances de gris sont mesurées directement **sur les carottes**.

La méthode de détermination des "flux" de matière par l'analyse d'images automatisée a été mise au point sur les sédiments carottés des sites océaniques (Cotillon, 1991, 1992 ; Giraud *et al.*, 1991). C'est donc ce protocole méthodologique que nous décrirons dans un premier temps.

Pour les sédiments du bassin vocontien, l'absence de carottage, pour l'ensemble de la série concernée (Berriasien-Barrémien), nécessite l'élaboration d'une nouvelle méthode d'approche qui sera décrite dans un second temps.

I - TRAITEMENT PAR L'ANALYSE D'IMAGES

I-1 - INTRODUCTION

Le traitement numérique d'images permet d'aborder les problèmes géologiques sous un nouvel angle, à savoir une description quantitative des images où objets étudiés, grâce à une prise en compte rapide de plusieurs paramètres. Cette quantification automatique donne au chercheur la possibilité d'avoir accès à certaines informations qu'il n'est pas en mesure d'obtenir lui-même.

Prenons l'exemple de cette étude, qui est basée sur l'appréciation des différentes teintes de gris : l'oeil ne peut en discerner que 36 dans le meilleur des cas ; grâce au traitement automatique d'images, 256 teintes de gris sont mises en évidence. Il en résulte une approche plus fine de l'objet à étudier.

Quelle qu'en soit son application, le principe des analyseurs d'images reste le même ; il comprend :

- **A - un système de saisie de l'image** nécessitant deux opérations ;

-1- l'acquisition, réalisée à l'aide d'une caméra vidéo ;

-2- le stockage ; pour être "lue" par l'ordinateur, l'image doit être nécessairement codée grâce à un système de numérisation qui transforme l'image de départ continue en une image discrète.

La numérisation se réalise elle-même en trois stades :

- le balayage de l'image par un spot ou une ouverture de dimension finie ;

- l'échantillonnage qui consiste en un découpage de l'image en petits carrés ou pixels. Selon la taille de l'image, le découpage se fera en 512*512 ou 256*256 pixels ;

- la quantification qui attribue un nombre, en général un entier, pour chaque pixel.

Cette valeur numérique définit un niveau de gris de référence.

- **B - un système de sortie de l'image** regroupant également deux opérations :

-1- la restauration ; elle rétablit les composantes de l'image dégradée, en formes et en couleurs ;

-2- la restitution ; c'est l'opération inverse du stockage. Il s'agit de transformer l'image numérique obtenue après le codage, en une image analogique la plus proche possible de celle du départ ; cette image physique est visible sur le moniteur vidéo.

L'étude quantitative de l'image est ensuite réalisée grâce à un système de traitement qui vise à améliorer les qualités de l'image et à un système de mesure qui transforme les caractères morphologiques en paramètres (Coster & Chermant, 1985).

Pour plus de détails sur le traitement par l'analyse d'images, on se référera à Marion (1987), Coster & Chermant (1985), Vansteelant (1989).

I-2 - METHODE UTILISEE POUR LES SEDIMENTS CAROTTES DES SITES ATLANTIQUES

Les photographies en noir et blanc disponibles (20,5 x 25,5 cm) représentent des carottes de 9,5 m sciées en long. Une mire d'étalonnage, comprenant 20 nuances de gris, permet d'apprécier sur chaque carotte les différences de contrastes dues au tirage, d'une épreuve à l'autre.

Sur ces photographies sont figurés :

- le numéro des carottes et de leurs sections. Les sections les plus profondes correspondent à celles qui ont le numéro de section le plus élevé (exemple : 64,7) ou celles qui sont intitulées cc : "core catcher" où tête de carottier ;

- l'échelle des longueurs des sections en m. Celles-ci mesurent en principe 1,5 m. Certaines sont incomplètes lorsque l'échantillonnage de la carotte n'est pas total.

Il faut signaler que la conservation des carottes est en général d'une mauvaise qualité. Elles présentent de nombreuses coupures, certaines sont parfois totalement tronçonnées et donc inutilisables. Ces coupures se traduisent au niveau des photographies par des espaces noirs, qu'il faudra éliminer en prenant soin de ne pas les confondre avec des sédiments sombres de type black shale.

Pour les raisons citées précédemment, toutes les sections du "core catcher" sont éliminées.

I-2a - Acquisition des données et étalonnage

L'acquisition et le stockage des photographies sont réalisées selon les principes de saisie d'images énoncés dans le paragraphe d'introduction.

Les photographies présentent des différences de contraste dues au tirage. Il est donc nécessaire de les "normaliser" avant de les traiter. Cette opération consiste à étaler les niveaux de gris de chaque épreuve sur l'échelle entière de 0 (noir) à 255 (blanc) à partir de la mire d'étalonnage, comprenant 20 nuances de gris, située sur chacune des photographies.

I-2b - Traitement des photographies

I-2b1 - Relation entre les nuances de gris et la calcimétrie

Les analyses calcimétriques disponibles dans les volumes 76 et 77 des rapports initiaux du DSDP ont été situées sur les photographies grâce à la profondeur des échantillons correspondants ; on peut donc leur faire correspondre diverses nuances de gris (annexe n°4a). Les points représentatifs, portés sur un diagramme X-Y, permettent de tracer une droite niveaux de gris = f (pourcentages en CaCO₃) dont l'équation a été calculée. La figure 75 illustre la relation obtenue pour le site 535 DSDP.

I-2b2 - Variation des niveaux de gris à l'intérieur d'une carotte

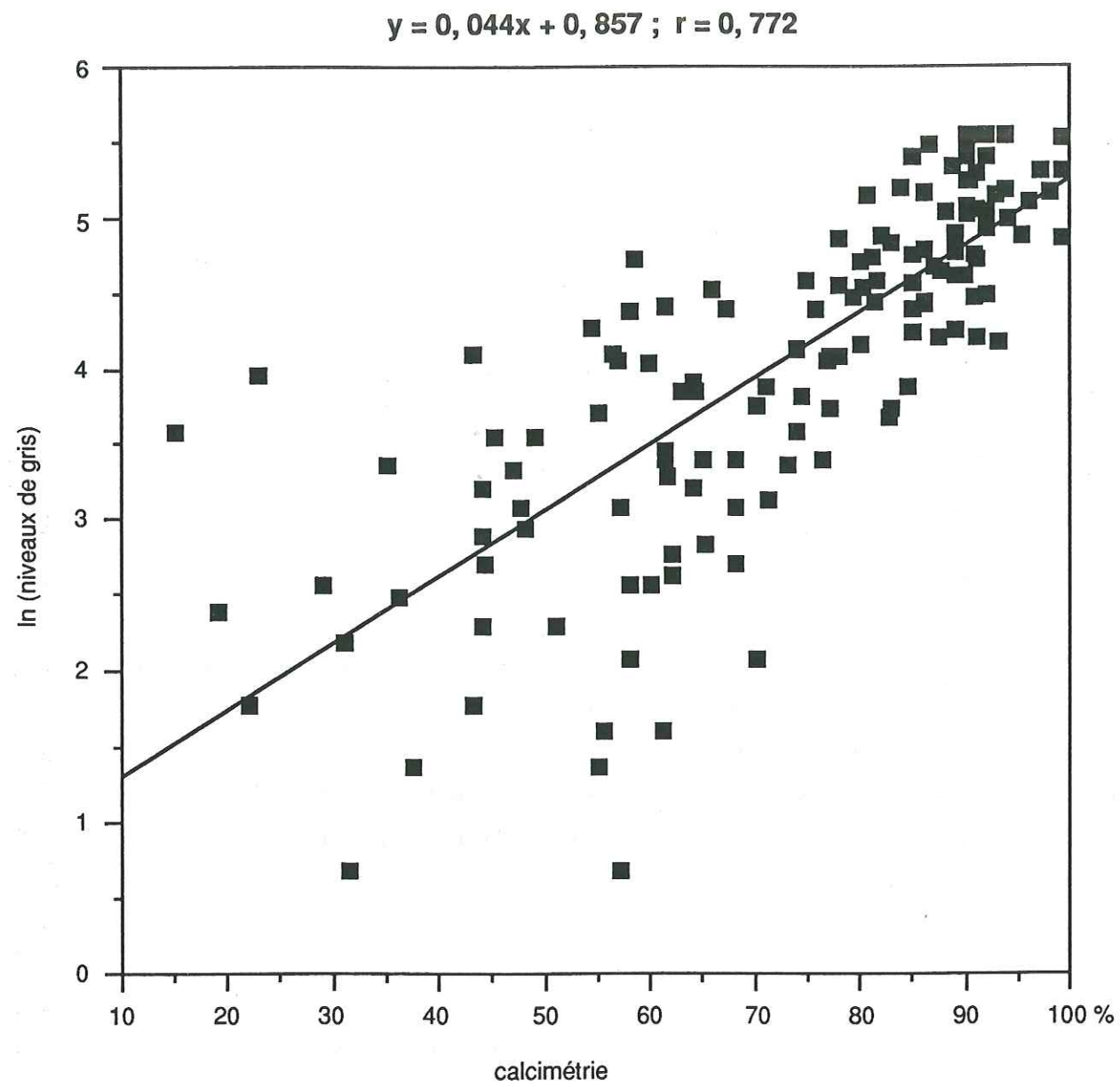


Fig. 75 - Relation entre les niveaux de gris et les teneurs en carbonate pour le site 535.

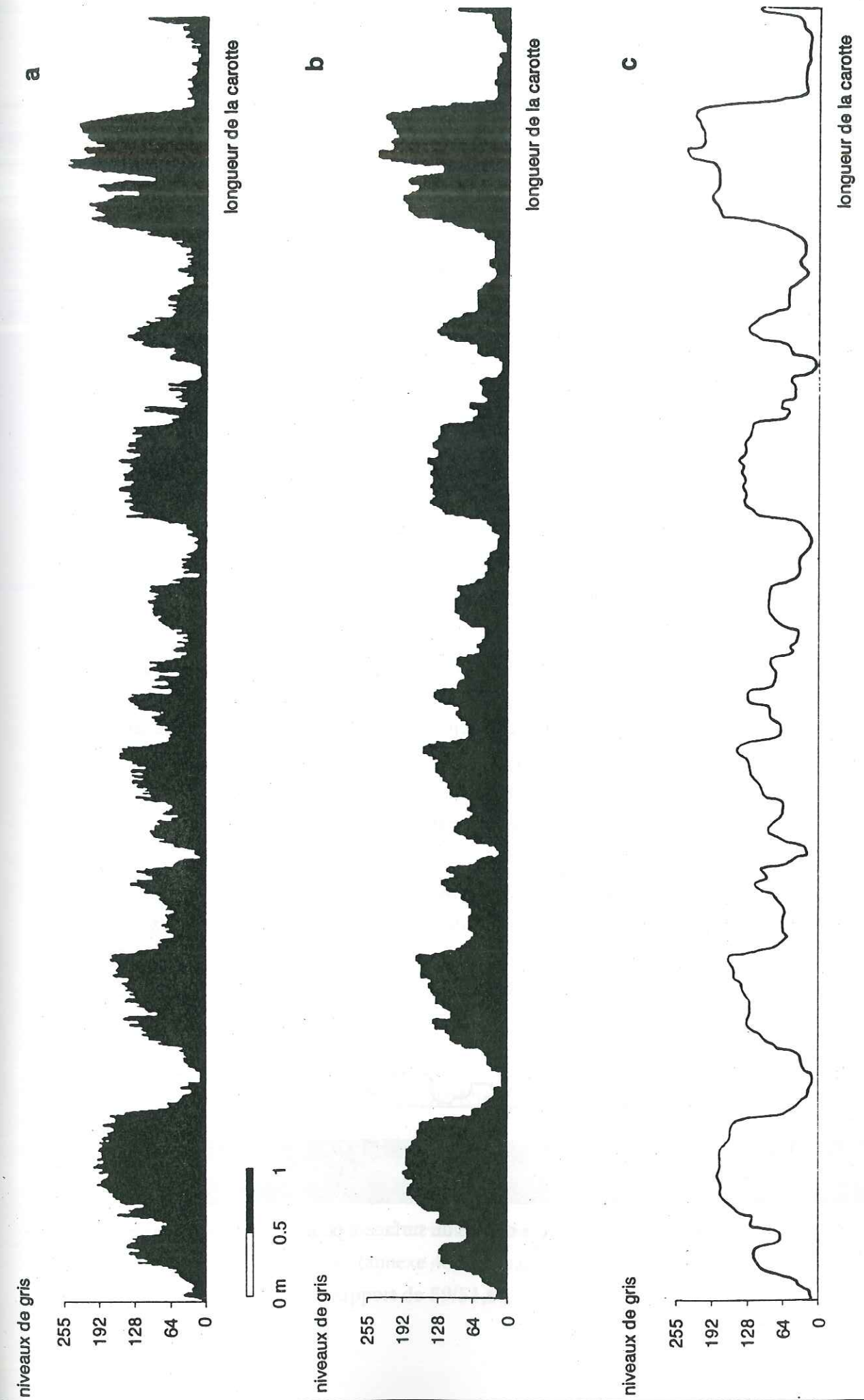


Fig. 76 - Variations des niveaux de gris à l'intérieur d'une carotte. a : courbe des niveaux de gris initiale ; b : courbe des niveaux de gris obtenue après lissage manuel ; c : profil définitif des niveaux de gris, obtenu après un lissage automatique.

La courbe correspondante équivaut à une courbe de variation de la teneur en carbonates.

L'analyseur d'images affiche pour chaque section de carotte un profil d'intensité de pixels le long d'une ligne choisie (milieu d'une section par exemple). Ces profils sont ensuite traduits en courbes de variations des nuances de gris que l'on accole les unes aux autres pour obtenir celle de la carotte entière (fig. 76a). Les discontinuités physiques de la carotte peuvent se traduire au niveau de la courbe obtenue par des pics de niveaux de gris très sombres. Ces artéfacts doivent être éliminés par un lissage de la courbe. Ce lissage, réalisé par l'analyseur d'images, nécessite une **binarisation** de l'image étudiée, c'est à dire un codage de la courbe entre deux niveaux de gris 0 et 1. Deux fonctions de morphologie mathématique permettent alors de lisser la courbe : ce sont l'**érosion** et la **dilatation**, opérations complémentaires consistant respectivement l'une à enlever une couche de pixels, l'autre à en ajouter une. La combinaison de ces deux opérations, appelée une **fermeture**, est répétée un nombre de fois suffisant pour éliminer les principales coupures tout en conservant un maximum d'informations. La courbe obtenue après lissage automatique est illustrée par la figure (fig. 76b). Une dernière vérification s'impose pour savoir si cette courbe est satisfaisante ; il suffit pour cela de comparer la position des coupures sur les photographies et sur la courbe ; s'il en subsiste, on effectue un dernier lissage manuel (fig. 76c).

I-2c - Calcul de la quantité de carbonates présente dans une carotte

Ce qui importe, dans un premier temps, est la connaissance de l'évolution moyenne de la teneur en carbonates.

Les profils obtenus précédemment représentent des surfaces de niveaux de gris pour chacune desquelles on calcule, par traitement d'images, un niveau de gris moyen. Connaissant la relation existant entre niveaux de gris et teneurs en carbonates, on peut en déduire le pourcentage moyen en carbonates pour chaque carotte (annexe n°4b).

Calcul du niveau de gris moyen

La courbe précédente représente une surface de niveaux de gris que l'on nomme x.

On découpe une bande de papier noir de même longueur et de largeur correspondant au niveau de gris le plus clair (255 sur l'échelle). Sa surface est appelée y.

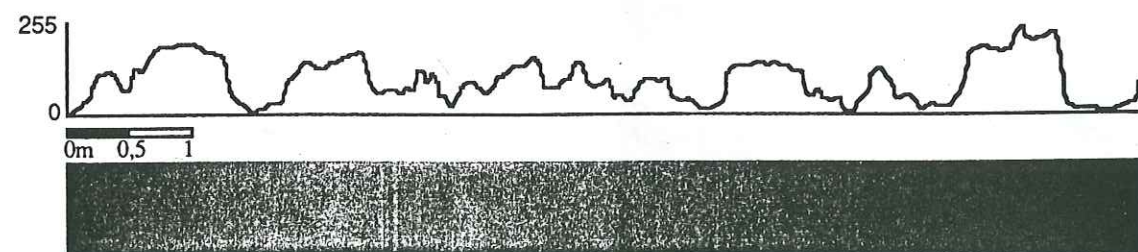


Fig. 77 - Courbe des variations de niveaux de gris de surface x pour une carotte et bande de papier noir de surface y.

x et y sont déterminés par analyse d'image grâce aux opérations suivantes :

- saisie de l'image composée de la courbe de nuances de gris et de la bande de papier (fig. 77) ;
- seuillage de l'image entre deux niveaux de gris noir et blanc afin d'obtenir une image binaire, puis nettoyage de cette image pour éliminer les composantes qui obstruent le fond ;
- labélisation de l'image ; cette opération permet d'identifier les différentes cellules de l'image composée ; dans ce cas ce sont la courbe et la bande de papier ;
- analyse des deux cellules : mesure des surfaces respectives. Le rapport x/y multiplié par 256 est égal au niveau de gris moyen.

I-2d - Expression des flux carbonaté et terrigène moyens dans les carottes

Si toutes les carottes représentaient le même temps de dépôt, les quantités de matière qui les composent, exprimées en mètres (sédiment total, carbonates, produits insolubles) permettraient aisément, connaissant les porosités et densités moyennes respectives, d'accéder à des flux moyens par carotte.

On sait en fait que les temps de dépôt sont variables mais on connaît pour chaque carotte une grandeur directement proportionnelle au taux de sédimentation à savoir le nombre de cycles calcaire/marne de haute fréquence, d'épaisseur supérieure à 5 cm (rayon d'action de l'activité destructrice d'une bioturbation d'intensité moyenne) (Cotillon, 1985, 1987 ; Cotillon & Rio, 1984b). Cette relation n'est toutefois valable que pour des taux de sédimentation inférieurs à 40 m par million d'années, condition réalisée dans les sites considérés (Cotillon & Rio, 1984b).

Ainsi, à l'intérieur d'un intervalle quelconque, un taux de sédimentation constant se traduirait par une succession de cycles d'épaisseur constante définissant une fréquence moyenne et un taux moyen de sédimentation. Au contraire, un resserrement ou un écartement des cycles en certains niveaux en raison d'une variation de leur fréquence, implique une variation soit positive soit négative du taux de sédimentation par rapport au taux moyen.

Soit un intervalle d'épaisseur L, composé de N cycles et découpé en n carottes d'épaisseur identique. Le taux de sédimentation moyen pour cet intervalle peut être défini par une carotte standard où le nombre de cycles est égal à N/n . En comparant pour chaque carotte le nombre de cycles supérieurs à 5 cm par rapport à N/n , on définit des taux de sédimentation inférieurs, égaux ou supérieurs à celui de la carotte standard.

Prenons l'exemple du site 535 DSDP. L'intervalle étudié (Valanginien-Hauterivien) à partir de 28 carottes (n) mesure 236,5 m et comporte 1 446,5 cycles mineurs (N) (en supposant une récupération de 100 % pour chaque carotte ; pour les carottes incomplètes, le nombre de cycles a été extrapolé (Cotillon & Rio, 1984b). N/n est donc égal à 51,66. Chaque carotte est ensuite soit contractée soit dilatée temporellement en fonction de l'écart de ses cycles par rapport à 51,66. Par exemple, la carotte 52 a 59 cycles (annexe 4c). Son taux de sédimentation est donc supérieur à celui de la carotte standard dans un rapport de $59/51,66$. Ainsi, si l'on définit le taux de sédimentation

de la carotte standard par sa longueur, c'est à dire par une certaine épaisseur de dépôt : $l_s = L/n$ (l_s : longueur de la carotte standard), le taux de sédimentation de la carotte 52 est égal à $l_{52} = (L/N) * (59/51,66)$.

Considérons l'unité de temps que constitue le temps moyen de dépôt des carottes :

$$\Delta t = T/n \text{ avec } T \text{ (temps de dépôt de l'intervalle)}$$

Le flux moyen de matière caractérisant la carotte standard pendant ΔT serait :

$$(V*d*p)/S = ((\pi R^2 l_s)*d*p)/S$$

V : volume de la carotte ; S : section de la carotte (cm^2)

d : densité

p : porosité

De même le flux moyen de matière caractérisant la carotte 52 pendant ΔT serait :

$$((\pi R^2 l_{52})*d*p)/S$$

Dans la mesure où la densité et la porosité moyennes du sédiment fluctuent très peu le long de l'intervalle considéré (Schlager, Buffler *et al.*, 1984), on voit que le rapport des flux est égal à l_s/l_{52} . Les longueurs corrigées des carottes, proportionnelles à leur taux de sédimentation et proportionnelles aux flux pondéraux ont été appelées "**flux linéaires**". Les variations relatives des flux linéaires le long d'un intervalle peuvent donc être utilisées pour illustrer les variations relatives d'un flux pondéral.

Pour les sites 535 et 534 DSDP, les données calculées (nombre de cycles mineurs, "flux linéaires" (total, carbonaté et terrigène)) sont reportées dans des tableaux situés en **annexe n°4c**.

I-2e - Caractérisation des flux carbonaté et terrigène au sein de chaque carotte

L'étude de la variation verticale des "flux" moyens peut être complétée par une analyse plus fine à l'échelle de la carotte.

La répartition des sédiments carbonatés et terrigènes dans le spectre des niveaux de gris d'une carotte peut être tirée de la courbe correspondante (fig. 75). Cela revient à ordonner, sous la forme d'un histogramme, la lithologie polycyclique d'une carotte en une séquence positive unique comprise entre un pôle argileux et un pôle calcaire. Cette distribution des produits carbonatés et argileux peut alors être définie par des indices classiques comme l'**indice de classement** qui traduit l'étalement plus ou moins grand de la distribution ainsi que son caractère plus ou moins régulier. Pour des carottes normalisées (ayant la durée de la carotte standard), cette distribution symbolise une variation moyenne des "flux" intégrant les fluctuations élémentaires de ce dernier dans les cycles décimétriques calcaire/marne du sédiment ; l'indice de classement devient alors un **indice de variabilité du flux**. Cette caractérisation moyenne des flux à petite échelle peut donner lieu à des comparaisons entre carottes (Cotillon, 1991).

Réalisation des histogrammes

Sur une courbe de variations des nuances de gris, la répartition des produits terrigènes et carbonatés pour chaque teinte représente une certaine longueur de carotte, donc une portion de temps.

Il n'est pas possible de travailler sur chaque teinte, c'est pourquoi les nuances de gris sont regroupées en classes. 25 classes, englobant chacune 10 niveaux, exceptée la dernière qui n'en contient que 5 (250-255) sont définies ; on calcule ensuite la représentation (en terme de longueur) de chaque classe, à l'intérieur d'une carotte, en procédant de la façon suivante :

- réalisation d'une grille comprenant 25 lignes qui correspondent aux 25 classes de gris définies. Son échelle est la même que celle des courbes du niveau de gris ;
- superposition de la courbe sur la grille ;
- projection d'un segment de courbe situé dans une classe (exemple 110-120) sur l'axe des abscisses pour obtenir une longueur de carotte (fig. 78).

Pour une même classe on va donc avoir un certain nombre de longueurs qui, additionnées, constituent une **épaisseur cumulée**. Le nombre de fois qu'une classe sera rencontrée sur la courbe, constituera une **fréquence cumulée**. A partir du pourcentage moyen en carbonates obtenu pour chaque classe, on peut alors calculer les épaisseurs cumulées en carbonate et en terrigène et construire un **histogramme de phase** (fig. 79). On peut alors, sur les courbes cumulatives dérivées des histogrammes, calculer l'indice de classement de la distribution des produits carbonatés et (ou) argileux, selon la formule de Folk & Ward (1957) $((Ng_{84}-Ng_{16})/4 + (Ng_{95}-Ng_5)/6,6)$ avec Ng_{84} = niveau de gris correspondant à un pourcentage de 84%.

I-3 - METHODE UTILISEE POUR LES SEDIMENTS DU BASSIN VOCONTIEN

L'avantage par rapport aux sites atlantiques est de pouvoir travailler directement sur carottes et non plus sur les photographies. Cette étude est par contre longue et fastidieuse car il faut d'abord préparer les carottes. Etant donné leur mauvais état de conservation et leur friabilité, les carottes ont dû être indurées dans la résine pour pouvoir être sciées longitudinalement : une partie était réservée aux mesures calcimétriques, l'autre partie, réservée au traitement d'images a nécessité un long polissage.

La démarche suivie pour la détermination des "flux de matière" est identique à celle des sites atlantiques, seul les procédés changent.

1 - Le premier travail consistait à chercher, comme dans le cas des sites atlantiques, la relation existant entre les niveaux de gris et la teneur en carbonates du sédiment. Dans le cas du bassin vocontien, nous disposons d'un nombre de données bien supérieur à celui des sites atlantiques. La teneur en carbonate de calcium et les nuances de gris ont été mesurées tous les 5 cm sur l'ensemble du forage. Au total, 245 données sont utilisées pour construire la courbe représentative de la relation entre les nuances de gris et la calcimétrie.

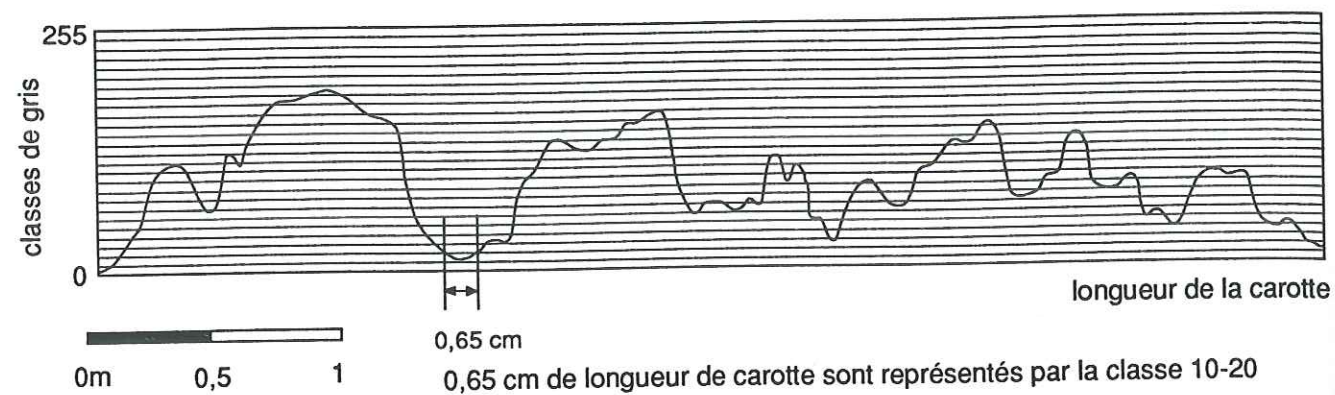


Fig. 78 - grille composée de 25 classes de gris, superposée à une partie de la courbe des niveaux de gris d'une carotte.

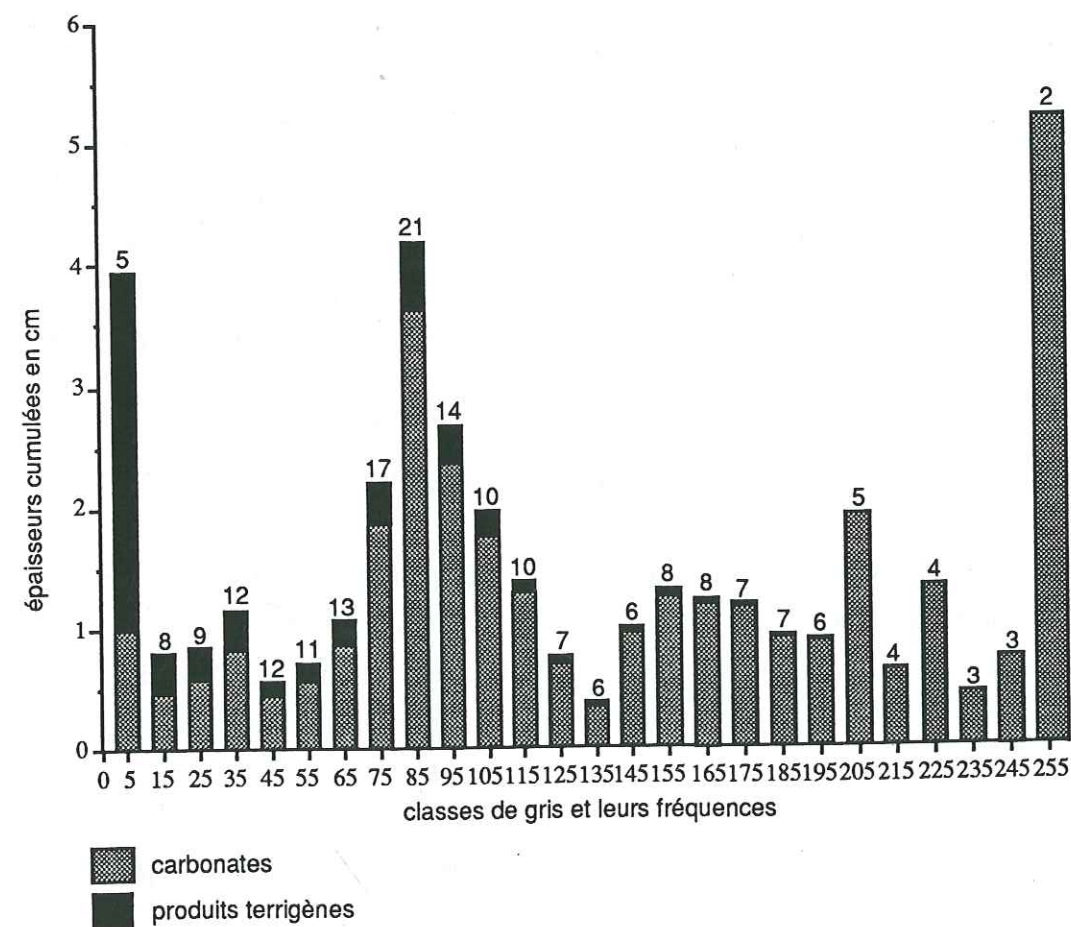


Fig. 79 - Histogramme illustrant la répartition des phases carbonatée et terrigène dans les différentes classes de gris pour la carotte 64 du site 535 DSDP.

2 - Evolution de la teneur moyenne en carbonates. Les analyses calcimétriques effectuées pour l'intervalle Berriasien-Barrémien, à partir d'échantillons prélevés tous les 50 cm sur le terrain servent de données de base.

Pour les sites atlantiques, l'évolution moyenne de la teneur en carbonates pour l'intervalle stratigraphique considéré, est déduite de la quantité de carbonates présente dans chaque carotte, c'est à dire dans chaque intervalle de 9,5 m de long. De la même façon, nous pouvons calculer pour la succession d'Angles-Vergons un pourcentage moyen en carbonates par tranche de 9,5 m (ce qui représente un total de 63 tranches pour l'ensemble de la série) (annexe n°4d). La comparaison ultérieure des différentes courbes entre elles sera alors plus aisée.

3 - Détermination des "flux de matière". Conformément à la procédure suivie pour les sites atlantiques, nous définissons un "intervalle standard" qui a les caractéristiques moyennes de l'ensemble de la série. Pour la série d'Angles-Vergons, seuls les cycles lithologiques majeurs ≥ 10 cm ont pu être identifiés et comptabilisés (annexe n°4d). L'intervalle étudié (Berriasien-Barrémien) mesure 599 m et comporte 1020 cycles majeurs. L'intervalle standard que nous définissons a une longueur de $599/63 = 9,5$ m et un nombre moyen de cycles égal à 16,2. Le calcul des "flux" moyens est reporté en annexe n°4d.

CHAPITRE 2 :

APPLICATION - RECHERCHE DU SIGNAL EUSTATIQUE PAR L'ETUDE DES
VARIATIONS RELATIVES DES "FLUX DE MATIERE" DANS LES SEDIMENTS
PELAGIQUES ALTERNANTS DU CRETACE INFERIEUR DES SITES DSDP
535 (GOLFE DU MEXIQUE), 534 (ATLANTIQUE CENTRAL)
ET DU BASSIN VOCONTIEN (SE FRANCE)

I - APPLICATION DE LA METHODE - RESULTATS

I-1 - APPLICATION AUX SITES DSDP 535 (GOLFE DU MEXIQUE) POUR L'INTERVALLE VALANGINIEN-HAUTERIVIEN ET 534 (ATLANTIQUE CENTRAL) POUR L'INTERVALLE TITHONIQUE SUPERIEUR-APTIEN INFERIEUR

I-1a - Etude de la relation entre les niveaux de gris et la calcimétrie

La relation "niveaux de gris = f (pourcentage en CaCO_3)", établie par le logiciel STATGRAPH ®, est exponentielle pour les deux sites et de type $\ln y = ax + b$. Exprimée sous cette forme, cette équation permet de calculer un coefficient de corrélation linéaire ($r = 0,77$ pour le site 535 ; $r = 0,83$ pour le site 534) (fig. 80). Les valeurs des coefficients calculés montrent que, dans les deux cas, la corrélation ne peut expliquer que les 2/3 des courbes. Cette corrélation est particulièrement faible aux extrémités des courbes.

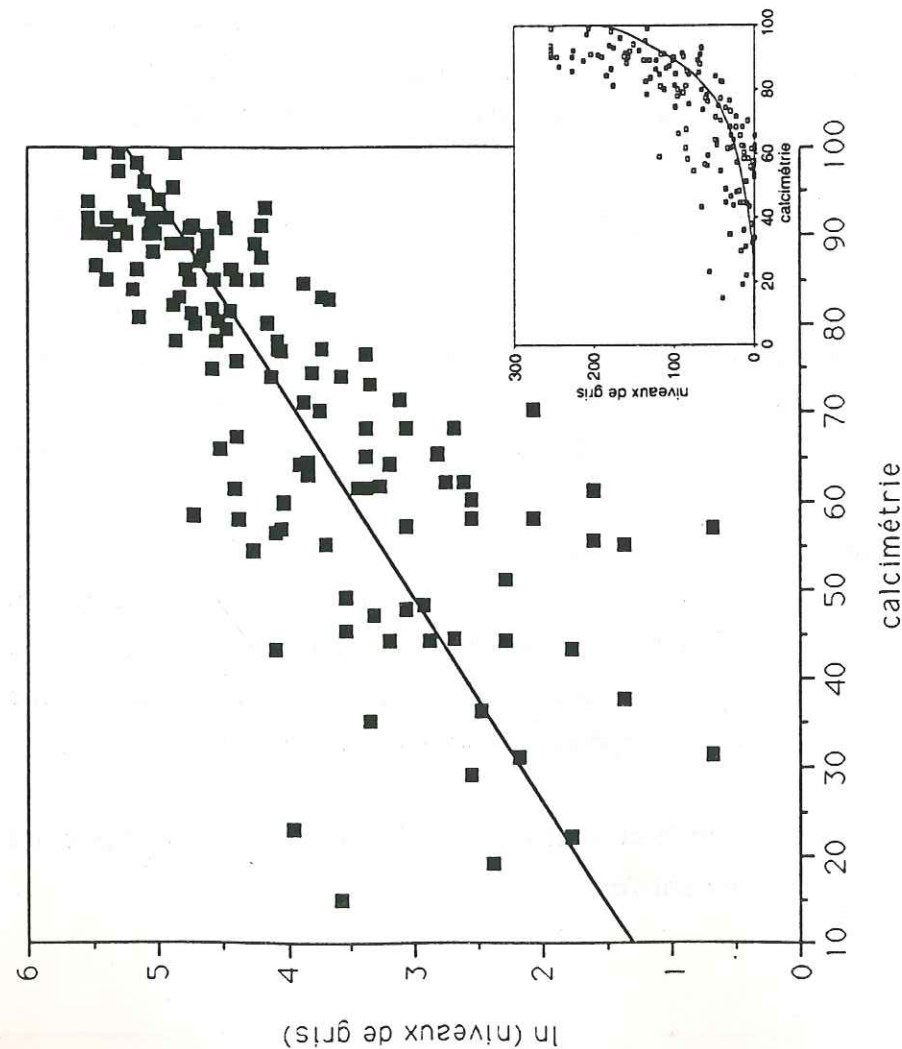
- Cas du site 535 DSDP. Pour les faibles valeurs de nuances de gris ($0,7 < \ln(y) < 2,5$, correspondant à des niveaux de gris compris entre 2 et 13, les points sont très fortement dispersés et ne sont pas significatifs ; au delà de 2,5, les points sont beaucoup plus rapprochés de la droite avec un très fort regroupement pour les fortes valeurs ($4,5 < \ln(\text{niveaux de gris}) < 5,5$ correspondant à des nuances de gris comprises entre 90 et 245). Cela signifie donc que la corrélation est satisfaisante pour des niveaux de gris élevés (> 13) c'est à dire pour des teneurs en $\text{CaCO}_3 > 40\%$. On a donc une déviation vers des valeurs élevées du pourcentage en carbonate de calcium.

- Cas du site 534 DSDP. La corrélation n'est valable que pour des nuances de gris > 20 ($\ln(y) > 3$) ; les points sont cependant plus rapprochés de la droite de régression que pour le site 535 ce qui veut dire que l'on a un meilleur étalement des variables ; on retrouve également un regroupement important des points pour les fortes valeurs de niveaux de gris ($5 < \ln(\text{niveaux de gris}) < 5,5$, c'est à dire des nuances de gris comprises entre 148 et 245, correspondant à des teneurs en CaCO_3 comprises entre 84 et 100 %. La courbe est également déviée vers des teneurs en CaCO_3 élevées.

Par comparaison, la courbe obtenue à partir de l'analyse d'images visuelle présentait un bien meilleur coefficient de corrélation avec $r = 0,93$, en raison de l'étalement moins important des points (Cotillon, 1991, 1992). L'oeil ne peut en effet distinguer suffisamment de nuances de gris à l'intérieur des teintes les plus sombres ; il en résulte une surestimation du pôle le plus foncé, c'est à dire de la fraction terrigène des dépôts (Cotillon & Giraud, sous presse).

La corrélation observée et les teneurs en CaCO_3 élevées, même pour les teintes sombres dans le cas du site 535, peuvent s'expliquer ainsi :

$$y = 0,044x + 0,857 ; r = 0,772$$



$$y = 0,024x + 2,983 ; r = 0,83$$

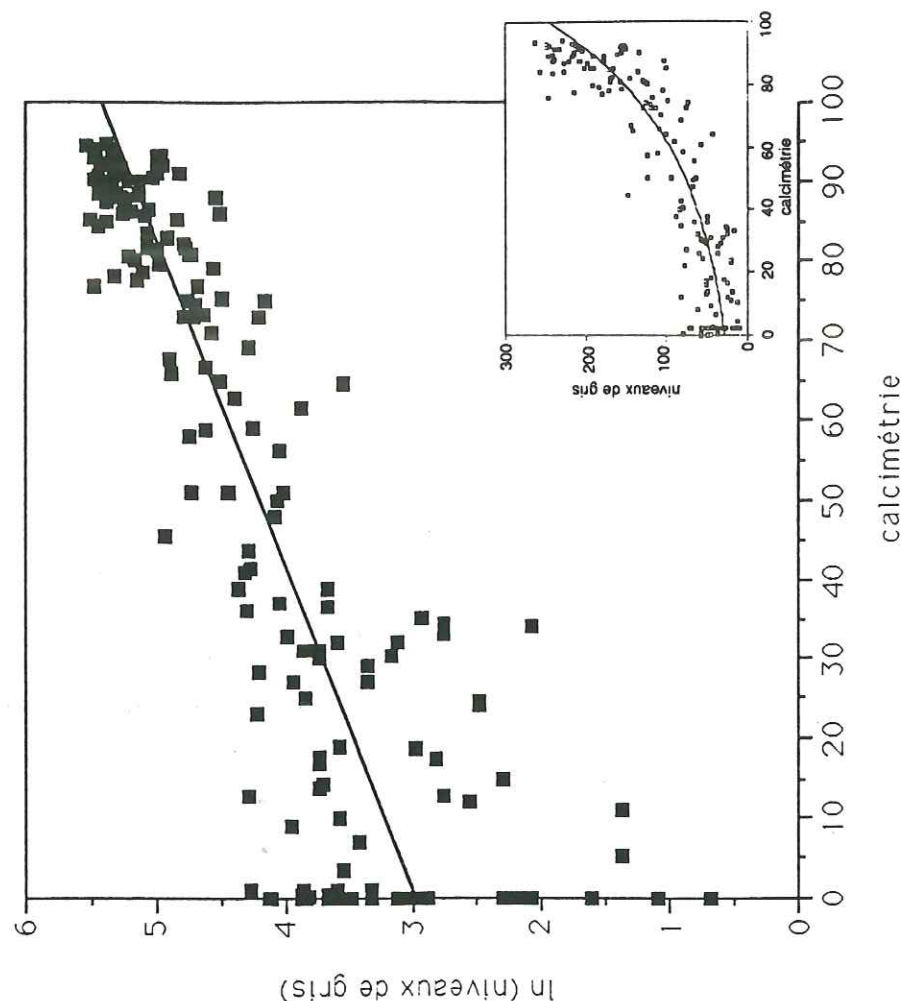


Fig. 80 - Relation entre les nuances de gris et les teneurs en carbonate pour les sites 535 & 534 DSDP.

Les analyses calcimétriques disponibles, bien que concernant des sédiments de teinte très variée, sont en nombre insuffisant : 163 pour le site 535 et 117 pour le site 534 contre 255 niveaux de gris appréciables par l'analyseur d'images.

Dans les deux cas, la réalisation des courbes a nécessité la suppression de points correspondant à des dépôts trop riches en carbone organique (> 1%) et sulfures, qui sont anormalement sombres ; Nagao & Nakashima (1992) ont en effet montré que, pour des teneurs en carbone organique supérieures à 1 %, la couleur du sédiment n'est plus complètement dépendante de la teneur en carbonate de calcium. L'élimination des mesures concernant des dépôts enrichis en carbone organique amplifie encore la dérive des courbes vers le pôle carbonaté.

Les sites eux mêmes sont à prendre en considération. Le flux carbonaté y était important au Crétacé inférieur, non seulement en raison d'une forte production planctonique mais aussi du fait de grandes quantités de particules calcaires exportées depuis les plates-formes proches entourant le bassin (plates-formes de Campêche et de Floride pour le site 535 ; Blake Plateau pour le site 534).

I-1b - Evolution de la teneur moyenne en carbonates et des variations relatives des flux de matière

I-1b1 - Site 535 DSDP

Les variations du pourcentage moyen en CaCO_3 par carotte sont illustrées par la figure 82. Ce pourcentage fluctue peu et toujours autour de valeurs très élevées supérieures à 80 %. Nous avons vu précédemment que la relation entre les nuances de gris et la calcimétrie était, pour différentes raisons, significative pour des teneurs en carbonates supérieures à 40% ; il en résulte une surestimation de la fraction carbonatée pour le site 535, expliquant en partie les fortes teneurs observées sur la courbe de la figure 81.

Les variations relatives des flux de matière (carbonaté et terrigène) sont illustrées par les courbes de la figure 82.

L'évolution du flux carbonaté (A) suit étroitement celle du flux total (B), ce qui est compréhensible en raison de son importance. Le flux terrigène est relativement faible comme le laissait supposer les forts pourcentages en CaCO_3 observés.

La courbe du flux carbonaté semble rythmée par une succession de pics très carbonatés, entre lesquels le flux oscille tout en restant toujours élevé (rappelons que la profondeur de dépôt des sédiments alternants est estimée, pour ce site entre 1500 et 1700 m, ce qui exclut la possibilité d'une dissolution importante du calcaire). Le flux carbonaté a deux origines : les particules calcaires exportées depuis les plates-formes entourant le bassin et les carbonates biogènes issus de divers types d'organismes planctoniques. Actuellement l'impossibilité de discerner la participation de chacune des deux composantes dans le flux carbonaté total fait que l'on ne peut les quantifier. On sait néanmoins que, pour le site 535, le flux carbonaté d'origine biogène est prédominant (Cotillon

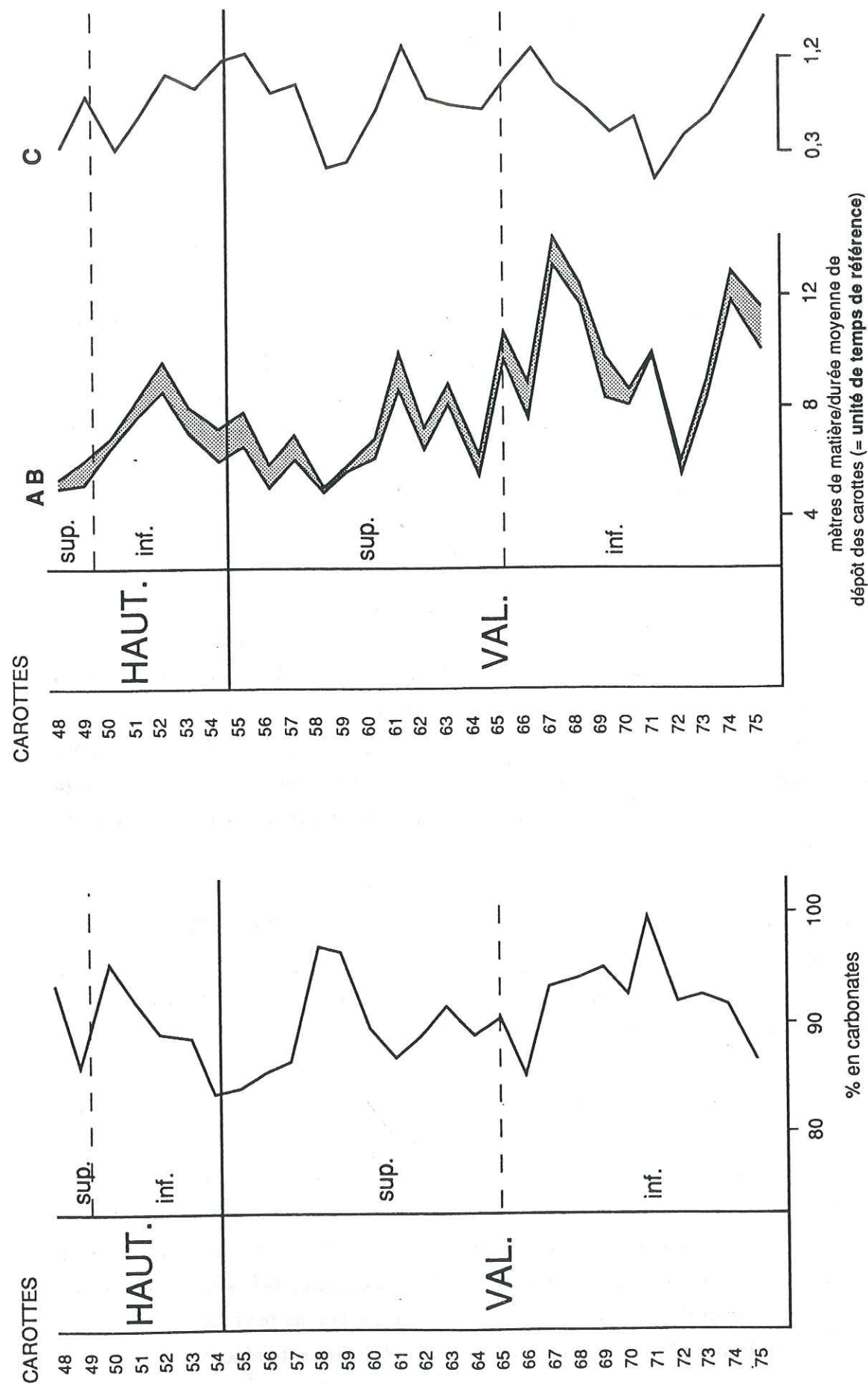


Fig. 81 - Evolution de la teneur moyenne en carbonate par carotte dans l'intervalle Valanginien-Hauterivien au site 535.

Fig. 82 - Variations relatives des flux linéaires moyens de matière (en mètre/durée moyenne de dépôt des carottes) pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien au site 535. A : courbe du flux carbonaté ; B : courbe du flux total ; entre A & B, le figuré en pointillé représente la variation du flux terrigène ; C : courbe du flux terrigène ; l'échelle a été volontairement exagérée.

& Rio, 1984a). La rythmicité observée pourrait alors traduire des changements du flux carbonaté biogène (Herbert et Fischer, 1986) caractérisés par des périodes de forte productivité (pics majeurs) et des périodes de productivité plus faible mais variable correspondant aux oscillations qui encadrent les pics.

Les flux carbonaté et terrigène évoluent le plus souvent en phase, sauf au cours du Valanginien inférieur et de l'Hauterivien supérieur (fig. 82A & C). Ce parallélisme a déjà été observé en de nombreuses séries récentes et anciennes (Berger *et al.*, 1989 ; Cotillon, 1985, 1989 ; Denis-Clochiatti, 1982 ; Fang, 1987). Il peut s'expliquer par le fait que la production de carbonate biogène, à l'origine d'une composante importante du flux carbonaté en domaine océanique, dépend principalement de la quantité de nutriments disponibles (De Boer & Wonders, 1984). Or une fraction importante de ces derniers est d'origine continentale (Berger *et al.*, 1989) et donc apportée en même temps que le matériel terrigène ; d'où l'impression d'une stimulation de la production planctonique par les arrivées de ce matériel, surtout lorsque ces arrivées enrichissent le milieu en fer dissous, qui paraît être un élément indispensable au développement de la vie planctonique (Berger *et al.*, 1989).

I-1b2 - Site 534 DSDP

L'évolution de la teneur moyenne en carbonates du Tithonique supérieur à l'Aptien inférieur est indiquée par la courbe de la figure 83. On observe une diminution des teneurs depuis le pic de la limite Tithonique-Berriasien. Un autre maximum est enregistré à la fin du Barrémien.

Les courbes de variations des flux de matière sont illustrées par la figure 84. Jusqu'au Barrémien, la courbe du flux carbonaté est certainement peu influencée par les phénomènes de dissolution (Cotillon, 1991, 1992) étant donné la stabilité de la CCD (Sheridan, Gradstein *et al.*, 1983). Par contre, il n'en est plus de même à l'Aptien inférieur. Les évolutions de la teneur moyenne en carbonates et du flux carbonaté diffèrent sensiblement dans le détail, en particulier au passage Tithonique-Berriasien (fig. 83 & 84). Par contre, comme le souligne Cotillon (1991, 1992), les grandes tendances de la sédimentation téthysienne au cours du Crétacé inférieur, avec les deux pôles carbonatés du Tithonique-Berriasien et du Barrémien, sont bien illustrées sur les deux courbes ainsi que sur celle du flux terrigène.

Le site 534 est caractérisé par un flux terrigène important. Les flux carbonaté et terrigène (A & C) montrent dans l'ensemble des évolutions opposées. Ils ne sont en phase que pendant l'Hauterivien supérieur.

Les courbes de la teneur moyenne en carbonates et des "flux" obtenues à partir du traitement automatisé d'images montrent dans l'ensemble des évolutions similaires à celles des mêmes courbes obtenues à partir de l'analyse visuelle (Cotillon, 1991, 1992) (fig. 85). De récentes données (Gradstein *et al.*, 1993) nous ont amenés à modifier très sensiblement les limites Valanginien-Hauterivien et Hauterivien-Barrémien, ainsi qu'à préciser la limite Barrémien-Aptien, par rapport à celles adoptées par Cotillon. Il ne faut donc pas s'étonner des grandes différences

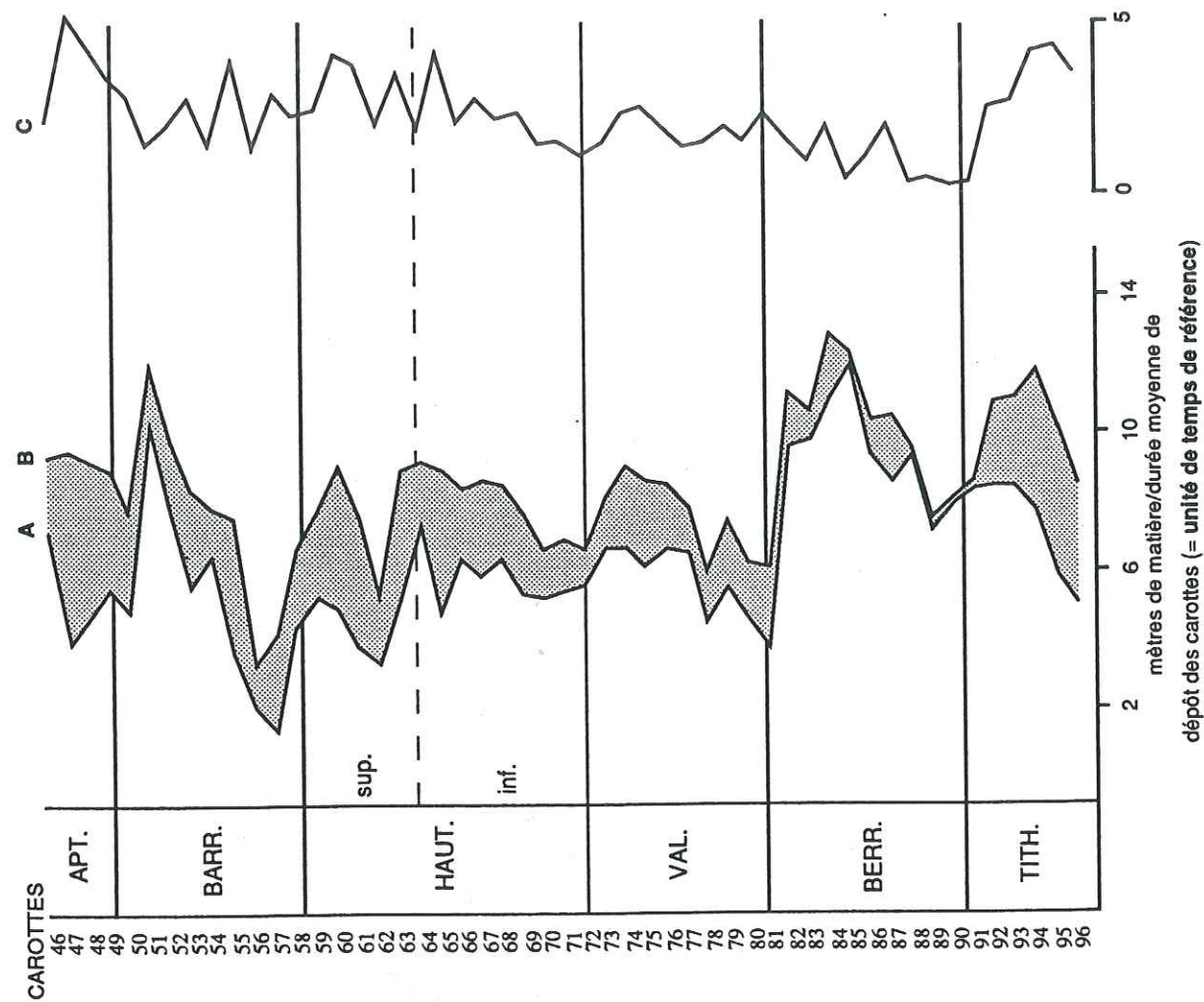


Fig. 84 - Variations relatives des flux linéaires moyens de matière (en mètre/durée moyenne de dépôt des carottes) pour l'intervalle Tithonique supérieur-Aptien inférieur au site 534. A : courbe du flux carbonaté ; B : courbe du flux total ; entre A et B, le figuré en pointillé représente la variation du rapport flux terrigène.

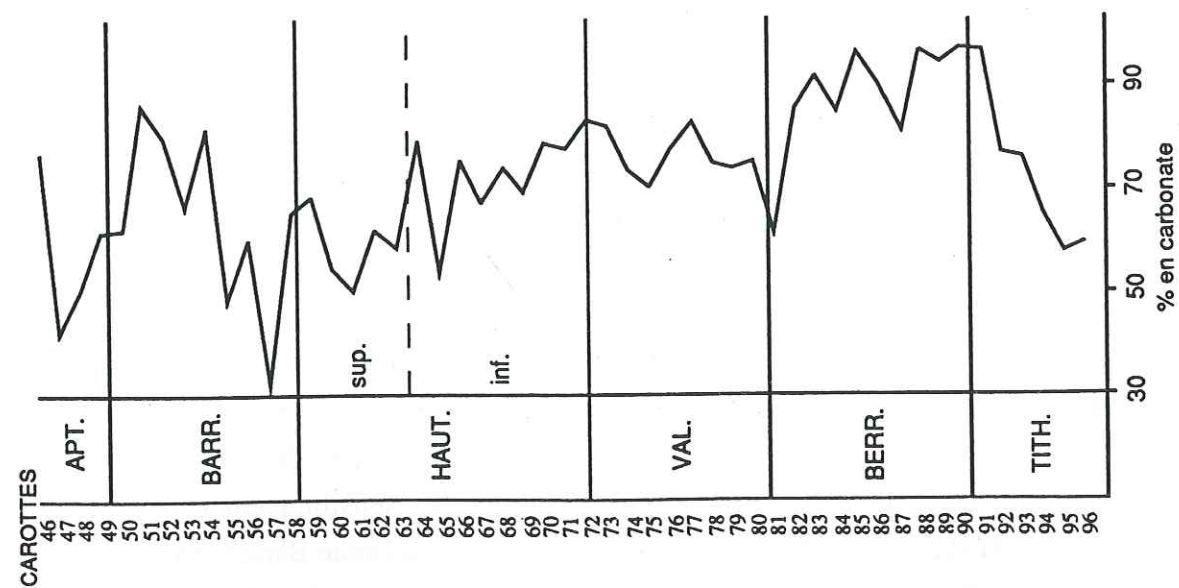


Fig. 83 - Evolution de la teneur moyenne en carbonate par carotte dans l'intervalle Tithonique supérieur-Aptien inférieur au site 534.

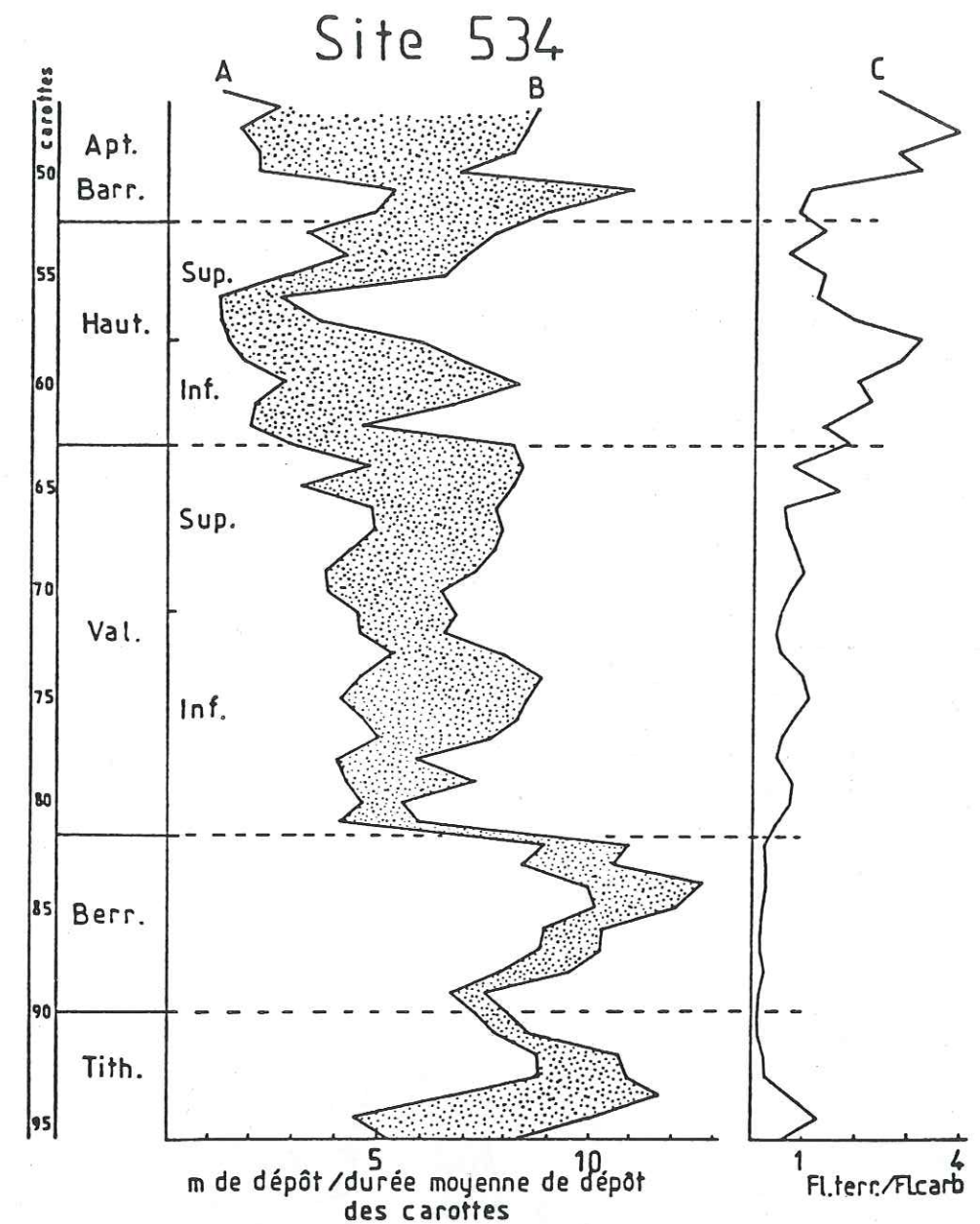


Fig. 85 - Evolution des flux moyens de matière par carotte dans l'intervalle Tithonique supérieur-Aptien inférieur au site 534 DSDP (Cotillon, 1991).

A : courbe du flux carbonaté.

B : courbe du flux total.

Entre A et B, le figuré en pointillé représente la variation du flux terrigène.

C : courbe du rapport flux terrigène/flux carbonaté.

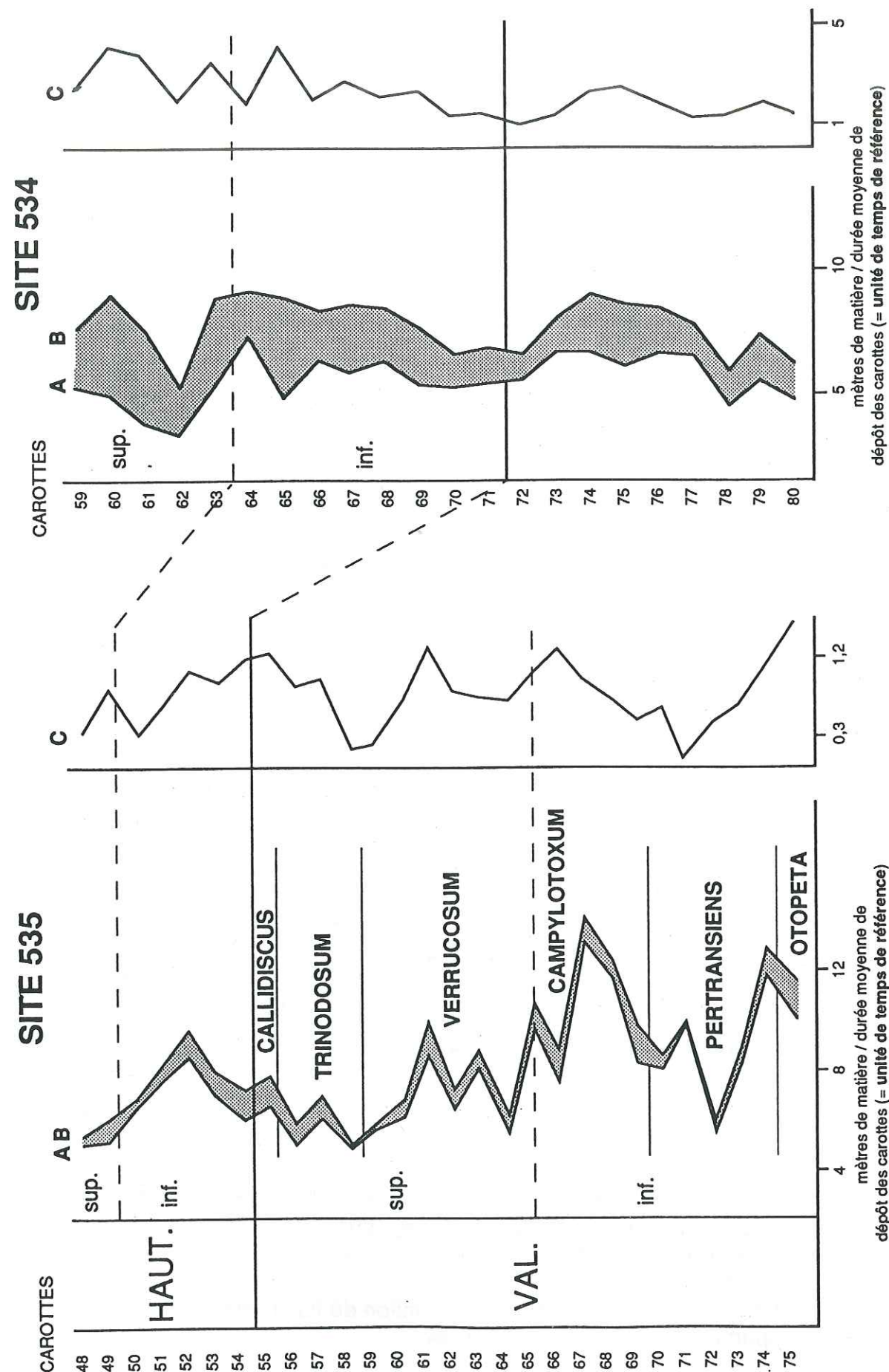


Fig. 86 - Evolution comparée des flux linéaires moyens de matière (en mètres/durée moyenne de dépôt des carottes) pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien des sites 535 et 534 DSDP. A : courbes du flux carbonaté, B : courbes du flux total ; entre A et B le figuré en pointillé représente la variation du flux terrigène ; C : courbe du flux terrigène. Les limites des biozones d'ammonites du Valanginien ont pu être déterminées précisément, à partir des subdivisions biostratigraphiques de la succession d'Angles (Sud-Est de la France) (Cotillon & Rio, 1984a).

observées dans l'importance des étages Valanginien, Hauterivien et Barrémien entre les deux figures. Concernant l'évolution des flux, la seule différence notable est le rapport flux terrigène-flux carbonaté plus élevé, dans le cas de l'étude visuelle. Cette différence est totalement inhérente aux méthodologies utilisées comme nous l'avons montré précédemment ;

Les relations entre les deux flux définissent trois types de situation (fig. 84) :

- 1- écart important entre les deux flux qui varient parallèlement, le flux carbonaté étant nettement dominant et influençant l'évolution du flux total (Tithonique supérieur-Berriasien) ;
- 2- écart peu important entre les deux flux qui évoluent de manière antagoniste (Valanginien, Hauterivien, Barrémien supérieur) ;
- 3- flux terrigène plus important que le flux carbonaté avec parallélisme de leur évolution (Barrémien inférieur, Aptien inférieur).

Cotillon (1991, 1992) reconnaît, à partir de l'analyse visuelle, un quatrième type de situation dans laquelle les flux carbonaté et terrigène sont sensiblement équivalents et à évolution antagoniste. Dans le cas de l'analyse automatisée, nous n'avons jamais équivalence entre les deux types de flux.

I-1b3 - Evolutions comparées des "flux de matière" entre les deux sites

Cette comparaison (fig. 86) est restreinte à l'intervalle Valanginien-Hauterivien inférieur car l'Hauterivien supérieur est incomplet au site 535.

Le flux carbonaté suit une évolution générale similaire dans les deux sites, mais les oscillations observées au site 535 sont nettement plus atténuées au site 534.

Inversement, le flux terrigène montre une évolution opposée dans les deux sites : il tend dans l'ensemble à diminuer au cours du temps dans le site 535 et à augmenter dans le site 534. De plus, au site 534, les flux carbonaté et terrigène montrent dans leurs grandes lignes des évolutions opposées, contrairement à ce qui se passe au site 535.

Ces flux dissemblables, par leur intensité et leurs variations, reflètent certainement une prédominance des effets locaux, tels que la subsidence de la marge et (ou) l'étendue et la disposition des plates-formes carbonatées à proximité des deux sites. D'une part, rappelons dans le cas du site 534 (cf. introduction), que la subsidence très active de la marge bahamienne se traduit par une accumulation importante des apports terrigènes, provenant des compartiments soulevés de l'arrière-pays, dans le bassin de Blake-Bahama (Ogg *et al.*, 1983 ; Summerhayes & Masran, 1983). D'autre part, dans le cas du site 535, la ceinture de plates-formes carbonatées a certainement amoindri par piégeage le flux terrigène transmis au bassin. Le site 534 est au contraire totalement ouvert sur l'Atlantique vers l'Est et les plates-formes carbonatées les plus proches (Blake Plateau) sont beaucoup moins étendues que dans le cas du golfe du Mexique.

I-1c - Caractérisation de la variation relative des flux de matière à l'échelle de la carotte

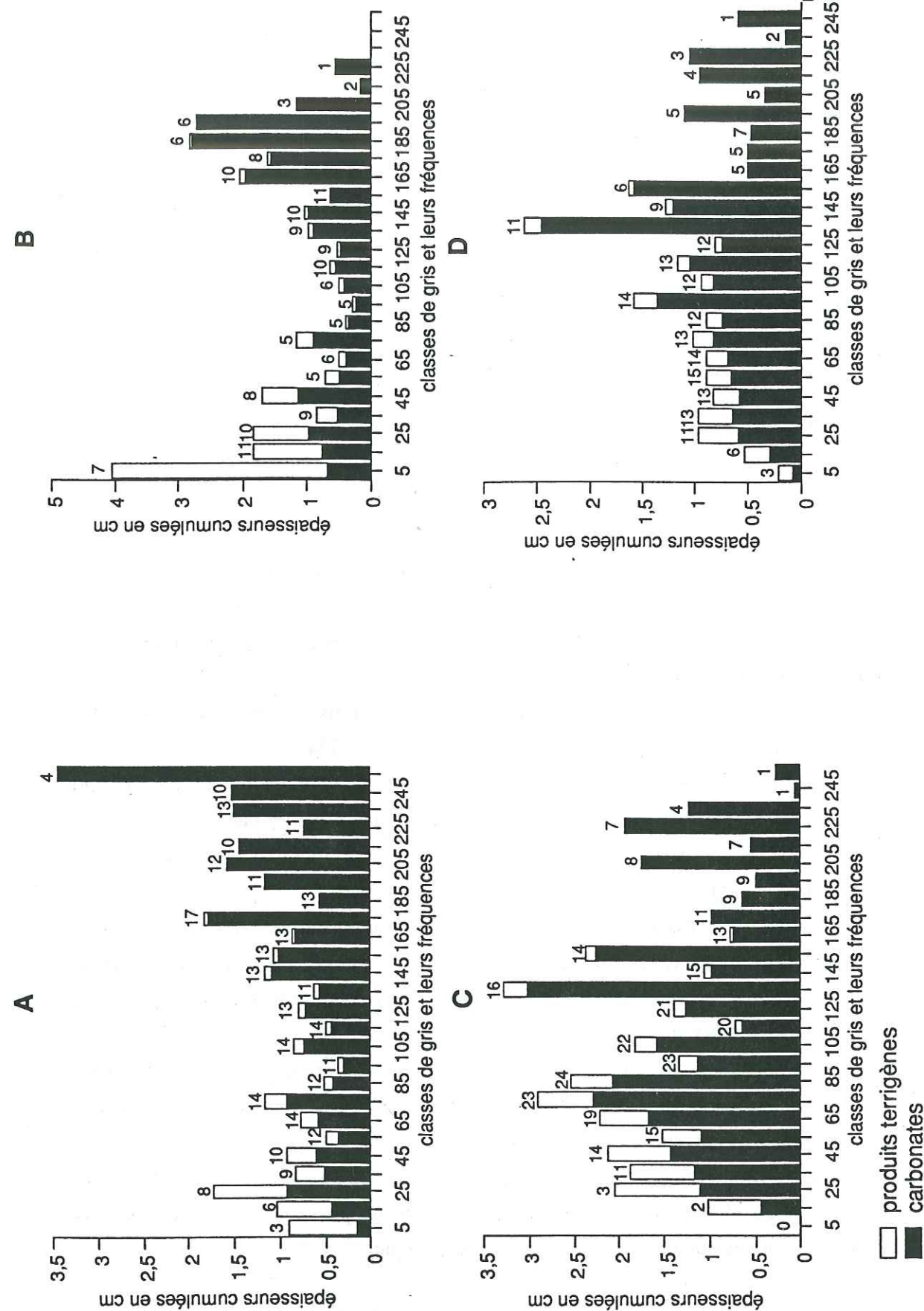


Fig. 87 - Histogrammes montrant la répartition aléatoire des phases carbonatée et terrigène dans les différentes classes de gris pour quatre carottes du site 535. A : carotte 70 ; B : carotte 66 ; C : carotte 57 ; D : carotte 49.

L'étude de la variation verticale des flux moyens peut être complétée par une analyse plus fine à l'échelle de la carotte. Cette variation est représentée par des histogrammes de phase, réalisés pour chaque carotte dans les deux sites.

I-1c1 - Site 535 DSDP

Les 28 histogrammes de phase obtenus pour la série sont peu significatifs et difficilement interprétables. Comme le montrent les histogrammes illustrés par la figure 87, les distributions n'obéissent à aucune loi apparente avec des classes représentées de façon aléatoire ; aucun mode ne se dégage particulièrement.

Le seul fait marquant, commun à toutes les carottes, est la très faible importance du flux terrigène.

Afin de déceler d'éventuelles composantes aux flux, nous avons sommé les données des 28 carottes. Nous obtenons un histogramme représentatif de l'ensemble des carottes (fig. 88).

La distribution des classes est relativement homogène, mise à part la dernière classe (250-255) qui est deux à trois fois supérieure aux autres classes. Nous pouvons considérer qu'il s'agit d'un artefact, car cette classe correspond à une saturation aussi bien au niveau de la teinte qu'au niveau de la teneur en CaCO_3 ; elle ne peut, dans ce cas, être comparée aux autres classes. Nous éliminons donc cette dernière classe.

Les teintes extrêmes (très sombre ou très clair) et leur fréquence sont les moins représentées.

La répartition apparemment homogène des classes est peut être due au regroupement trop important (à savoir la totalité des carottes). Nous allons donc nous intéresser à ce qui se passe au niveau de chaque étage et voir si cette homogénéité se retrouve dans les différents intervalles.

Les histogrammes obtenus pour le Valanginien et l'Hauterivien sont illustrés par la figure 89. Nous constatons une grande différence dans la distribution des classes entre ces deux étages. Rappelons que l'Hauterivien supérieur est très incomplet au site 535 et cette lacune pourrait peut être expliquer une partie de cette différence.

La distribution des classes pour le Valanginien inférieur est bimodale (pôles clair et sombre) avec une prédominance des teintes claires, alors que pour le Valanginien supérieur, la distribution est plurimodale avec une prédominance des teintes sombres.

La distribution des classes pour l'Hauterivien est tout à fait différente. Un test du Khi deux, effectué sur l'ensemble des données, montre que la distribution des classes suit une loi normale, ce qui implique une répartition homogène où aucune classe n'est plus représentée qu'une autre.

I-1c2 - Site 534 DSDP

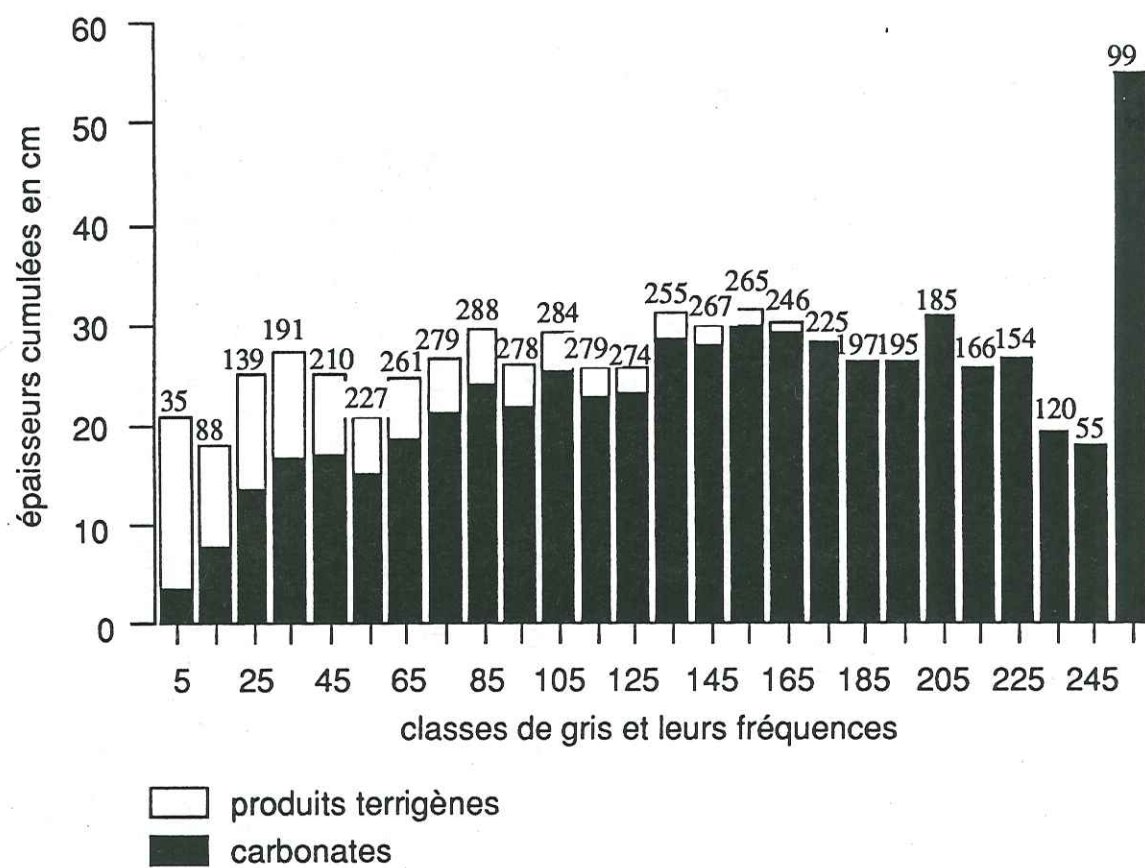


Fig. 88 - Histogramme illustrant la répartition des phases carbonatée et terrigène dans les différentes classes de gris pour l'ensemble des carottes du site 535.

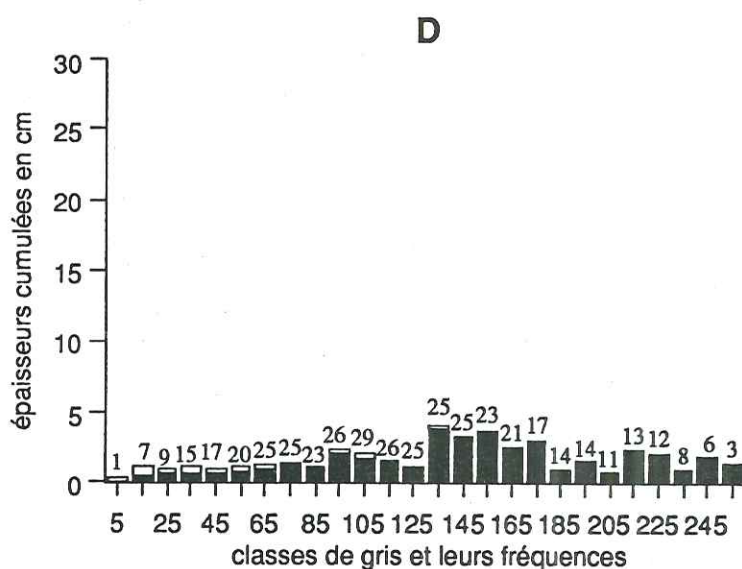
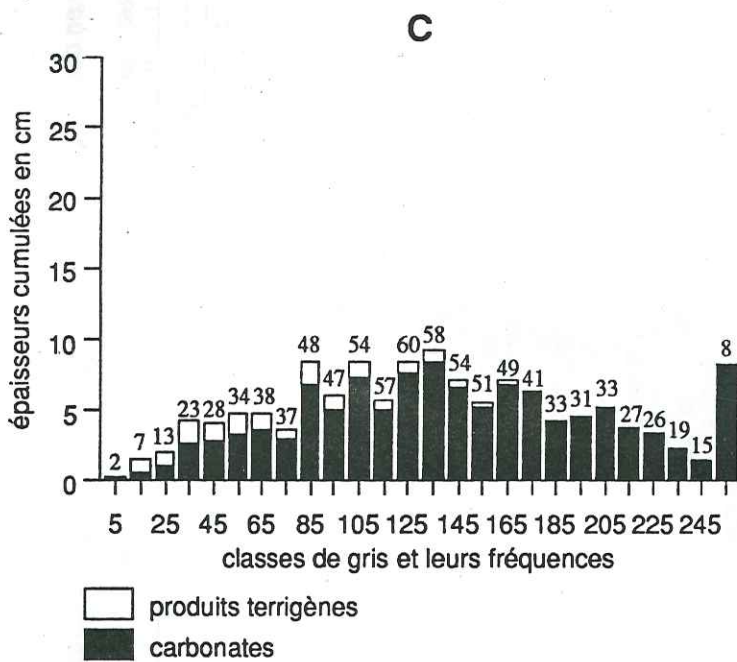
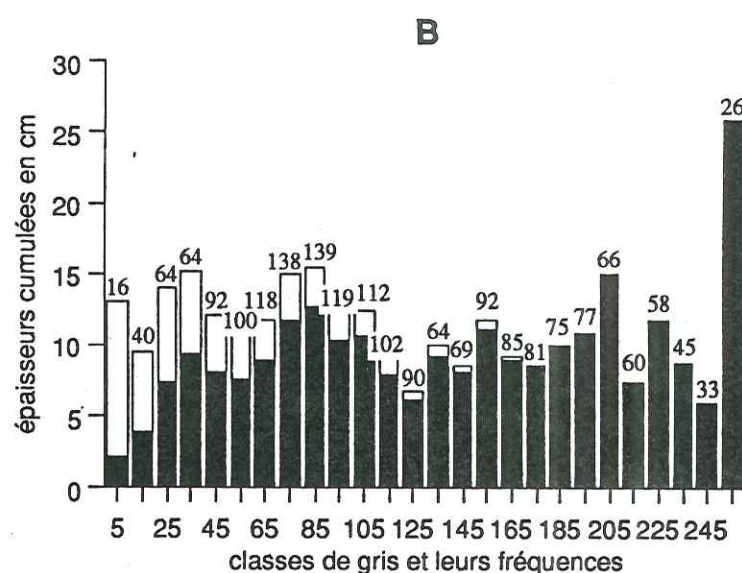
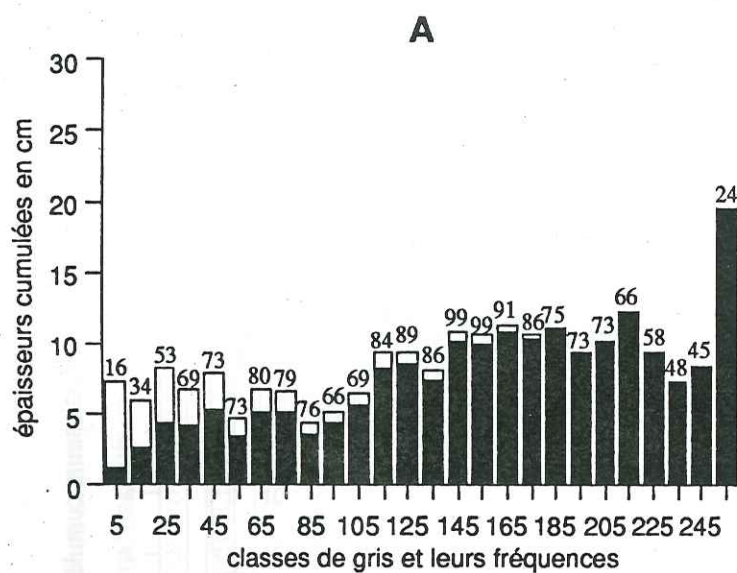


Fig. 89 - Histogrammes de phase illustrant les variations relatives des flux de matière dans les carottes de l'intervalle Valanginien-Hauterivien du site 535. A : Valanginien inférieur ; B : Valanginien supérieur ; C : Hauterivien inférieur ; D : Hauterivien supérieur.

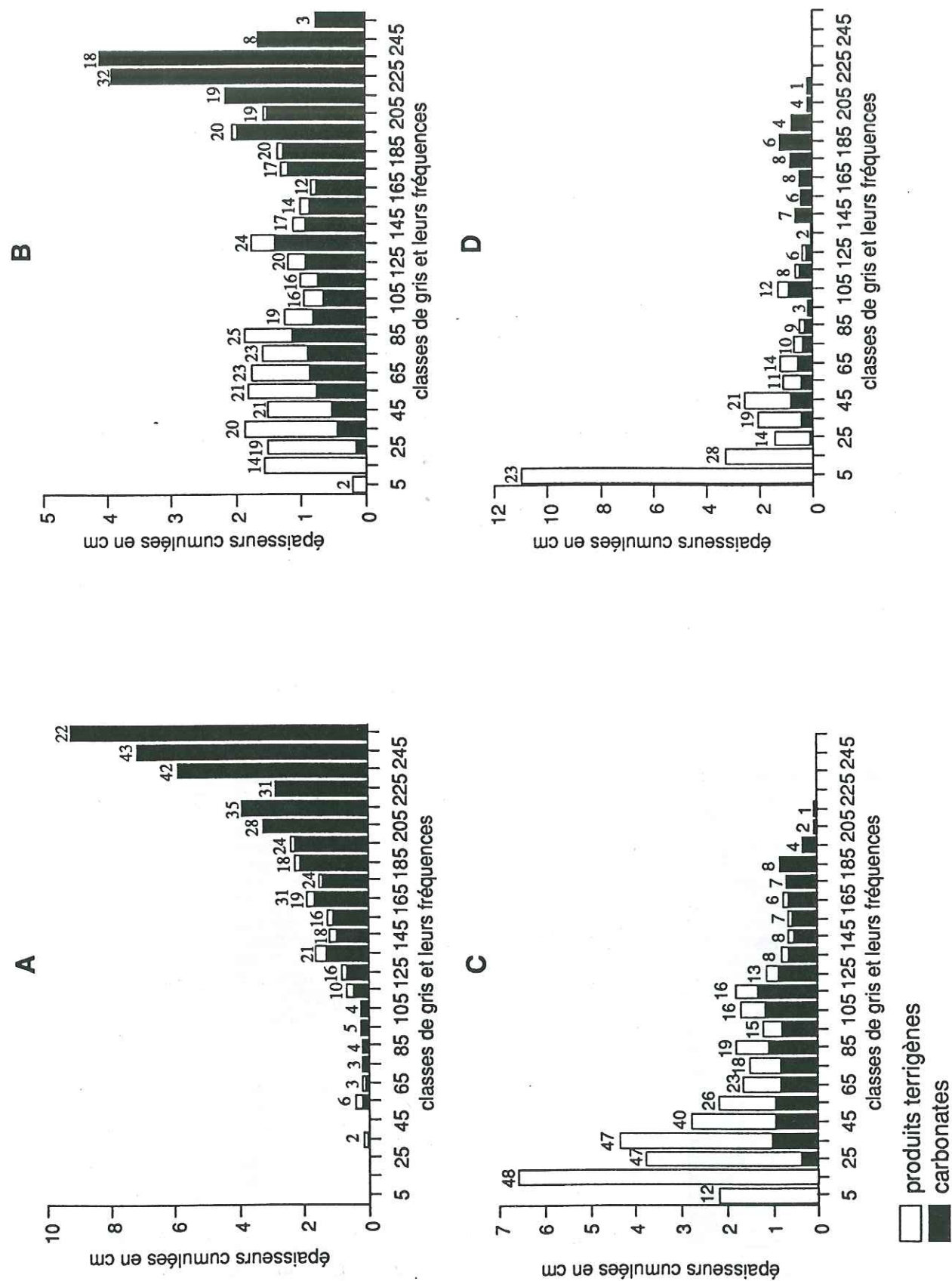


Fig. 90 - Histogrammes montrant la répartition des phases carbonatée et terrigène dans les différentes classes de gris pour quatre carottes du site 534. A : carotte 88 ; B : carotte 61 ; C : carotte 73 ; D : carotte 47.

Les 51 histogrammes de phase de la série du site 534 ne sont pas non plus très concluants (fig. 90). Nous avons alors sommé les données afin d'obtenir des histogrammes représentatifs des différents étages (fig. 91) (nous avons regroupé en un seul histogramme, la distribution des classes pour le Tithonique et le Berriasien et celle du Barrémien et de l'Aptien). Ces histogrammes permettent de visualiser nettement l'augmentation du flux terrigène au cours du temps. Deux types de distribution des classes de gris se détachent sur ces histogrammes :

- une **distribution unimodale** : 1 - histogramme du Tithonique-Berriasien (A), avec un mode prédominant vers les teintes claires ; cet histogramme illustre bien l'importance du pôle carbonaté durant cet intervalle ; 2 - histogramme du Barrémien-Aptien (D), avec un mode dominant vers les teintes sombres ; le pôle carbonaté du Barrémien supérieur est ici masqué par le pôle terrigène qui devient prédominant.

- une **distribution bimodale** pour le Valanginien et l'Hauterivien (B et C) ; les histogrammes montrent un balancement entre les pôles carbonaté et terrigène pour cet intervalle, avec une faible prédominance du pôle carbonaté pour le Valanginien et du pôle terrigène pour l'Hauterivien.

Une première hypothèse consiste à voir, dans cette bimodalité ou plurimodalité observée dans les deux sites, la participation de plusieurs sources au flux de matière, avec par exemple, pour le flux carbonaté, la participation de différents groupes planctoniques et (ou) de plusieurs aires productrices du domaine de plate-forme (Cotillon, 1991, 1992).

Par exemple, dans les doublets calcaire-marne pélagiques, l'origine de la micrite n'est pas la même selon que l'on se situe dans le pôle calcaire ou marneux du cycle : la micrite planctonique des calcaires provient des *Nannoconus*, celle des marnes essentiellement des coccolithes (tabl. 1, introduction). En effet, l'optimum de développement pour ces deux groupes ne dépend pas des mêmes exigences écologiques, notamment de la même intensité du flux terrigène.

Une seconde hypothèse consiste à envisager que, pendant la durée de dépôt d'une carotte (moyenne de 500 000 ans), le jeu des oscillations du niveau marin se traduit par une production irrégulière, de la part des plates-formes et de leurs abords, en boue détritique susceptible de participer aux dépôts profonds (Cotillon, 1991, 1992).

La répartition homogène des classes de gris pour l'Hauterivien au site 535 peut signifier, en terme de flux, que les sources de carbonate et de produits terrigènes sont uniques. On sait en particulier qu'au cours de l'Hauterivien, d'importantes arrivées de carbonates détritiques issus des plates-formes atteignent épisodiquement le bassin (cf. introduction générale). La source prédominante du carbonate se situerait, durant cette période, sur les plates-formes et pourrait alors, par son importance, masquer d'autres sources éventuelles, en particulier la production de carbonate biogène.

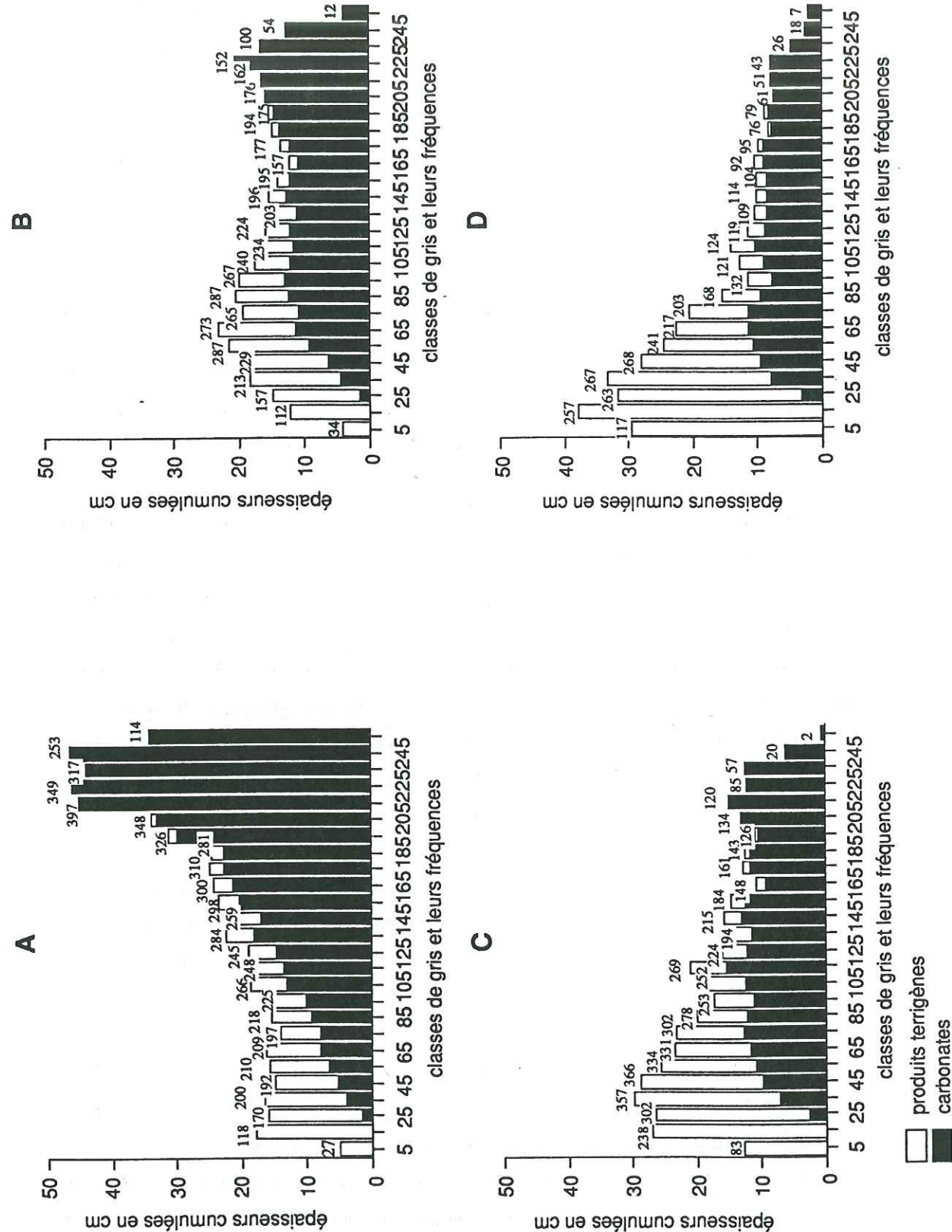


Fig. 91 - Histogrammes de phase illustrant les variations relatives des flux de matière dans les carottes de l'intervalle Tithonique-Aptien du site 534. A : Tithonique-Berriasien ; B : Valanginien ; C : Hauterivien ; D : Barrémien-Aptien.

I-1d - Variabilité des flux de matière

Les indices de classement de la distribution du carbonate et des produits terrigènes dans les carottes, calculés selon la formule de Folk & Ward (se reporter au chapitre précédent, paragraphe I-2e), traduisent l'étalement plus ou moins grand de cette distribution ainsi que son caractère unitaire ou composite. S'appliquant à des carottes ramenées à une même durée, donc corrigées selon le principe exposé dans le chapitre précédent (paragraphe I-2d), l'indice de classement devient pour les carbonates un indice de variabilité du flux carbonaté moyen (VFC) et pour les produits terrigènes, un indice de variabilité du flux terrigène moyen (VFt). Plusieurs arguments développés ailleurs (Cotillon, 1989 ; 1991) conduisent à admettre que l'indice de variabilité des flux de matière, aussi bien carbonatés que terrigènes, dépend de l'intensité (en amplitude et en fréquence) des signaux de la dynamique externe (eustatisme, tectonique, climat) parvenant au domaine océanique en même temps que de la proximité des sources du détritisme tant silicoclastique que carbonaté. Cet indice pourrait donc être lié à la distance séparant les terres émergées du milieu océanique profond, c'est à dire au niveau marin.

Le flux carbonaté a plusieurs origines possibles : plates-formes (boues détritiques et débris), fonds hémipélagiques et pélagiques (production benthique), zone photique (production planctonique). Ces différents milieux sont tous sensibles aux variations extérieures (eustatisme, climat, tectonique). Le flux carbonaté réagit sans doute plus directement aux différentes causes, que le flux terrigène ; c'est donc le flux carbonaté qui, en priorité, doit être pris en considération pour la recherche du signal eustatique (Cotillon, 1991).

Suite à l'hypothèse qui précède, l'indice de variabilité du flux carbonaté (VFC) caractérise les variations relatives du niveau marin. L'évolution de l'indice de VFC est alors comparée à la courbe eustatique de Haq *et al.* (1987).

I-1d1 - L'indice de variabilité du flux carbonaté et les variations du niveau marin

I-1d1a - Site 535 (fig. 92)

Pour le site 535, l'allure générale de la courbe de l'indice de VFC (C) montre deux tendances : un indice globalement fort pour une partie du Valanginien inférieur et du Valanginien supérieur ; un indice globalement faible durant l'intervalle Valanginien terminal-Hauterivien.

La courbe de l'indice de VFC ne rappelle la portion de la courbe eustatique correspondant au Valanginien-Hauterivien (D), que par son évolution générale. Néanmoins on peut remarquer que l'indice est fort en contexte globalement régressif et qu'il est faible en contexte globalement transgressif.

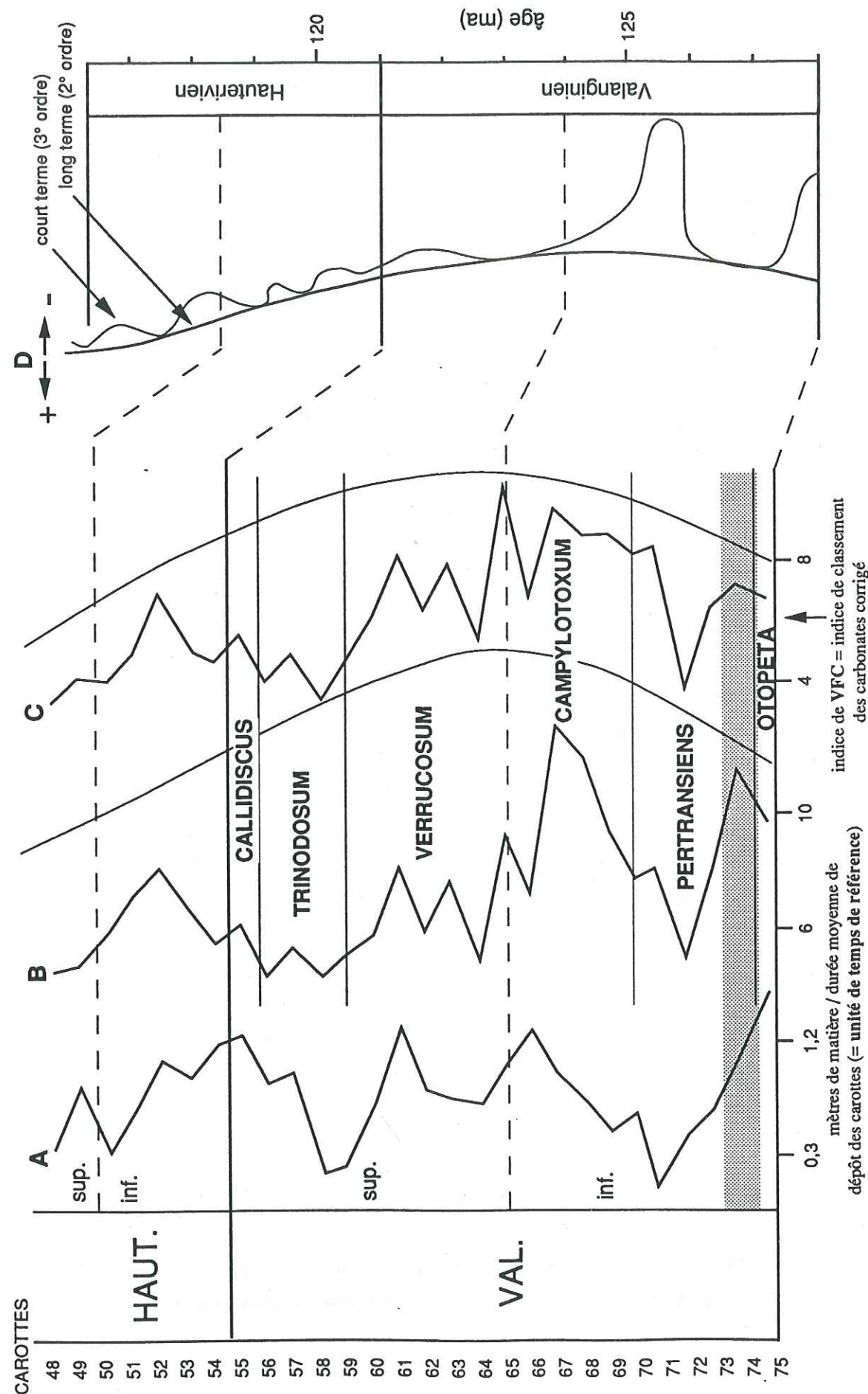


Fig. 92 - Variations relatives comparées : des flux terrigène (A) et carbonaté (B) (en mètres/durée moyenne de dépôt des carottes), de l'indice de variabilité du flux carbonaté moyen (C) et des fluctuations du niveau marin selon Haq *et al.* (1987) (D) pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien du site 535. L'échelle de variations du flux terrigène, qui est peu important, a été volontairement exagérée. L'intervalle en pointillé correspond à un enrichissement en illite et kaolinite (Debrabant *et al.*, 1984).

Que signifie l'évolution de l'indice de variabilité en terme de flux?

Nous avons confronté la courbe de l'indice de VFC aux courbes des variations relatives du flux carbonaté (B) et du flux terrigène (A). Nous constatons qu'il existe un parallélisme entre la courbe de l'indice de VFC et celle de la variation relative du flux carbonaté ; la ressemblance est moins nette avec la variation relative du flux terrigène. Nous pouvons en déduire que, pour le site 535, les flux de matière et plus particulièrement le flux carbonaté devaient augmenter en période de bas niveau et diminuer en période de haut niveau.

I-1d1b - Site 534 (fig. 93)

Contrairement à ce qui a été observé au site 535, la correspondance entre la courbe de l'indice de VFC (C) et la courbe eustatique (D) est assez bonne au site 534, tout au moins pour l'intervalle Berriasien supérieur-Barrémien supérieur. Les deux courbes sont par contre fortement opposées pendant l'intervalle Tithonique supérieur-Berriasien moyen et pendant l'Aptien inférieur. Ces résultats sont conformes, quant à l'évolution d'ensemble de l'indice de VFC, aux résultats obtenus par Cotillon (1991, 1992) à partir d'une analyse visuelle. Les dissemblances accusées observées dans les deux intervalles précités ne sont pas liées et Cotillon avance des hypothèses différentes pour les expliquer.

- Concernant le second intervalle (Aptien inférieur), l'indice de VFC serait anormalement faible en raison certainement des phénomènes de dissolution qui sont enregistrés pendant cette période. En effet, d'après Sheridan *et al.* (1983) la CCD effectue une remontée d'environ 1500 m au passage Barrémien-Aptien. La baisse sensible des teneurs en carbonates (voir Fig. 83) reflète bien l'augmentation de la dissolution qui accompagne cette remontée de la CCD. Les variations relatives du flux carbonaté sont alors en grande partie contrôlées par les variations de la dissolution et ne sont plus significatives des variations extérieures que nous avons évoquées précédemment.

- Pour l'intervalle Tithonique supérieur-Berriasien moyen, la dissolution ne peut pas être invoquée comme cause des dissemblances observées, étant donné les fortes teneurs en carbonates (voir Fig. 83) et les valeurs du flux carbonaté anormalement élevées (fig. 93B). Les valeurs de l'indice de variabilité du flux carbonaté pour ce même intervalle ne sont par contre pas sensiblement différentes des valeurs observées pour le reste du Crétacé inférieur. Ainsi, en admettant que l'indice de VFC caractérise effectivement les fluctuations du niveau marin, cela signifie que, durant l'intervalle Tithonique-Berriasien, la variabilité du flux carbonaté n'était pas contrôlée exclusivement par les variations du niveau marin relatif. Une cause complémentaire dont l'origine ne peut être précisée (climat, tectonique ?) doit être invoquée (Cotillon, 1991, 1992). Nous retrouvons pour le site 534 le parallélisme entre la courbe du flux carbonaté et la courbe de l'indice de VFC ; ainsi, conformément aux premiers résultats, le flux carbonaté augmente en période de bas niveau marin relatif et diminue en période de haut niveau marin relatif.

Cette corrélation avait déjà été signalée dans le Crétacé inférieur de l'Atlantique Central (sites

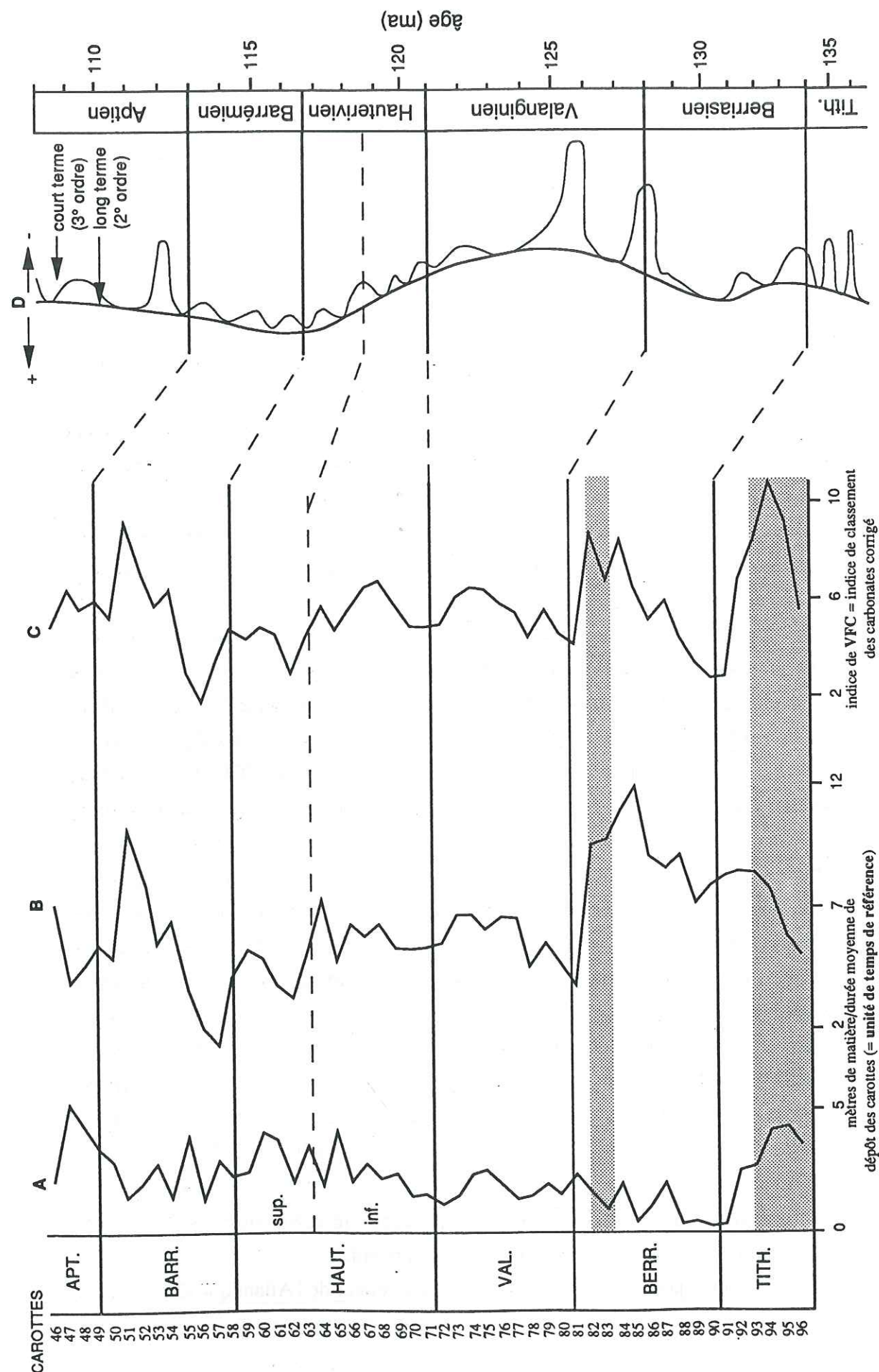


Fig. 93 - Variations relatives comparées : des flux terrigène (A) et carbonaté (B) (en mètres/durée moyenne de dépôt des carottes), de l'indice de variabilité du flux carbonaté moyen (C) et des fluctuations du niveau marin selon Haq *et al.*, 1987) (D) pour l'intervalle Tithonien supérieur-Aptien inférieur du site 534. Les enrichissements en illite (Chamley *et al.*, 1983) sont illustrés par les intervalles en pointillé.

391C, 534 et 603B) par Gradstein *et al.* (1993). Les auteurs montrent en particulier qu'il existe, dans la succession alternante du site 534, une corrélation entre les intervalles laminés, faiblement calcaires, les apports de turbidites calcaires associés à ces intervalles et les hauts niveaux marins relatifs (Valanginien : carottes 76-75 ; 79-78 ; Barrémien : carottes 57-54). Les sources des turbidites calcaires seraient situées sur les plates-formes carbonatées environnantes qui, ennoyées par l'augmentation rapide du niveau marin, seraient détruites par l'action des vagues.

Les observations de Foucault & Fang (1987) dans le Quaternaire du golfe du Bengale, de Ferry & Rubino (1989), sur la succession mésozoïque du bassin vocontien, et celles de Worsley & Davies (1979) sur le Pacifique pour les derniers 50 Ma corroborent également nos résultats.

Discussion

Lors de l'élévation du niveau marin au cours d'un cycle de troisième ordre (cortège transgressif) (Vail *et al.*, 1991), il se produit tout d'abord une rétrogradation des dépôts de plate-forme ; tout le système carbonaté est déplacé en direction du continent (Vail *et al.*, 1987). Au moment de l'inondation maximale (haut niveau marin) les plates-formes sont totalement ennoyées ; c'est la phase d'aggradation avec dépôts des facies carbonatés les plus profonds (Vail *et al.*, 1987). Des plates-formes ennoyées font écran entre les terres émergées et le domaine océanique profond ; elles absorbent ainsi une partie des flux de matière, aussi bien carbonatés (flux latéral de boues de péri-plate-forme) que terrigènes et amortissent ainsi les divers transferts qui arrivent affaiblis au bassin aussi bien en amplitude qu'en fréquence. Dans le bassin lui-même, l'activité planctonique est réduite, d'une part, car elle est peu ou pas stimulée par les nutriments apportés avec les produits terrigènes, puisque ceux-ci restent piégés sur la plate-forme, d'autre part parce que les upwellings sont généralement absents, tout au moins en période de haut niveau marin stabilisé (Dean *et al.*, 1984 ; Haq *et al.*, 1987) ; la présence d'"upwellings" lors de la remontée du niveau marin (intervalle transgressif de 3^e ordre) a par contre été suggérée (Courtinat & Méon, 1991). Le taux de sédimentation carbonatée est donc relativement faible durant les périodes de haut niveau marin (Worsley & Davies, 1979). Cela est surtout valable pour les périodes mésozoïques caractérisées par une grande amplitude des variations du niveau marin relatif. Au Quaternaire, on peut avoir l'inverse, avec l'exemple des Bahamas (Mullins, 1983 ; Droxler & Schlager, 1983) ou du bassin des Loyautés (Nelle Calédonie) (Pannetier *et al.*, 1991). En outre, ces périodes sont caractérisées par des variations relatives lentes et régulières des flux de matière comme le montrent les courbes des sites 535 et 534 (fig. 92 et 93).

L'amorce de la baisse du niveau marin, au cours d'un cycle de troisième ordre, est marquée par une phase de progradation des plates-formes carbonatées en direction du bassin (Vail *et al.*, 1987). A partir de là, deux situations peuvent être envisagées : 1) la chute du niveau marin est rapide et plus forte que la vitesse de subsidence en bordure de plate-forme, dans ce cas on aboutit à

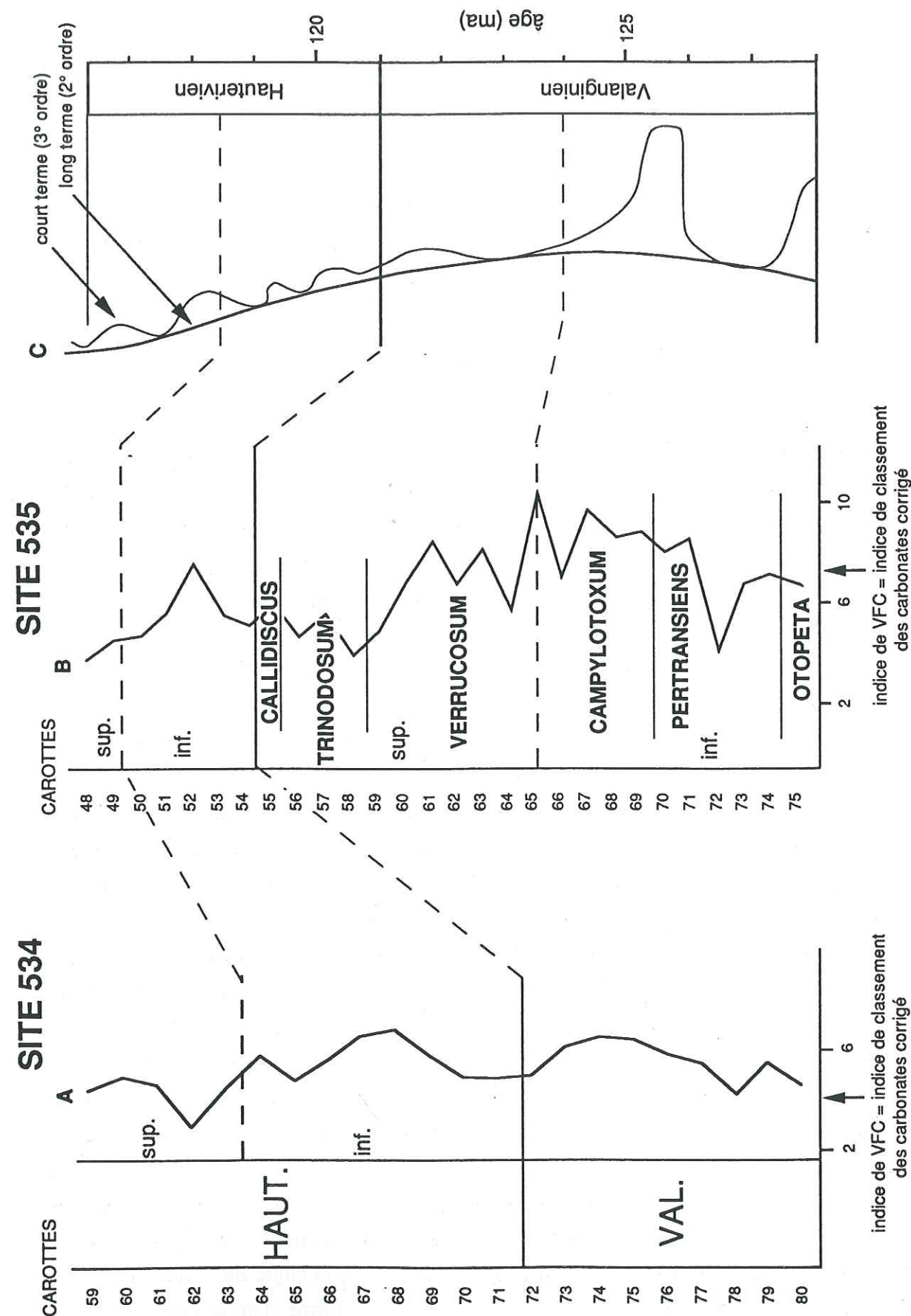


Fig. 94 - Evolution comparée de l'indice de variabilité du flux carbonaté moyen des sites 534 (A) et 535 DSDP (B) et des fluctuations du niveau marin selon Haq *et al.* (1987) (C) pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien.

une exondation de la plate-forme puis à la mort du système carbonaté ; 2) la chute du niveau marin est lente et inférieure à la vitesse de subsidence en bordure de plate-forme, on dispose alors toujours dans ce cas d'une plate-forme carbonatée résiduelle (le prisme de bordure de plate-forme) pour alimenter le talus et le bassin en boues biodétritiques (Vail *et al.*, 1987). Etant donné l'importance des flux de matière en période de bas niveau marin démontrée dans les deux sites étudiés, nous nous trouvons dans ce second cas de figure.

En période de bas niveau marin, des "upwellings" peuvent apparaître le long des marges continentales (Dean *et al.*, 1984 ; Haq *et al.*, 1987). Ces upwellings combinés aux nutriments apportés par le matériel terrigène, qui dans ce cas est bien transmis au bassin, ont pour effet de stimuler la production planctonique. Les deux flux carbonatés, vertical et dans une moindre mesure, latéral (détritique) concourent à la dominance de la sédimentation calcaire dans le bassin.

Les bas niveaux marins sont en outre marqués par une diminution de la distance entre les environnements de dépôts et les sources de matériel (carbonaté et terrigène), et par une augmentation du nombre et de l'indépendance de ces sources. Cette augmentation est bien marquée quand la chute du niveau marin affecte une plate-forme précédemment disloquée par une activité tectonique locale ou régionale (Bosellini, 1980) ou lorsque les apports terrigènes activés par cette chute, subdivisent la plate-forme en différentes unités productrices (Meyer, 1989).

On peut donc s'attendre à ce que, durant les périodes de bas niveau marin, les variations relatives des flux de matière soient rapides et irrégulières (fig. 92 et 93).

I-1d1c - Comparaison des variations de l'indice de variabilité du flux carbonaté dans les sites 535 & 534 pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien

Dans les deux sites, l'évolution à long terme de l'indice de VFC est comparable, suggérant un contrôle commun par les variations du niveau marin relatif (fig. 94). L'indice de VFC moyen calculé pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien est égal à 6,56 au site 535 et à 5,23 au site 534. Compte tenu des interprétations précédentes, cette différence pourrait indiquer une influence plus marquée du continent et des plates-formes frangeantes pour le site 535, par de plus amples variations du niveau marin relatif causées par une activité tectonique importante, ou par la proximité des sources du matériel carbonaté (détritique). Le rôle actif de l'ensemble de ces causes est tout à fait probable étant donné le contexte paléogéographique et paléoenvironnemental du site 535. Nous avons déjà évoqué, lors du paragraphe sur les flux de matière, la proximité d'une ceinture de plates-formes carbonatées (plates-formes de Campèche et de Floride) qui exportaient vers le bassin de grandes quantités de matériel bioclastique et de boues carbonatées, en particulier durant l'Hauterivien (se reporter à l'introduction générale). D'autre part, Schlager *et al.* (1984) ont montré que, pendant le Crétacé inférieur, l'ensemble des masses continentales entourant le site était affecté par une intense fracturation en blocs basculés.

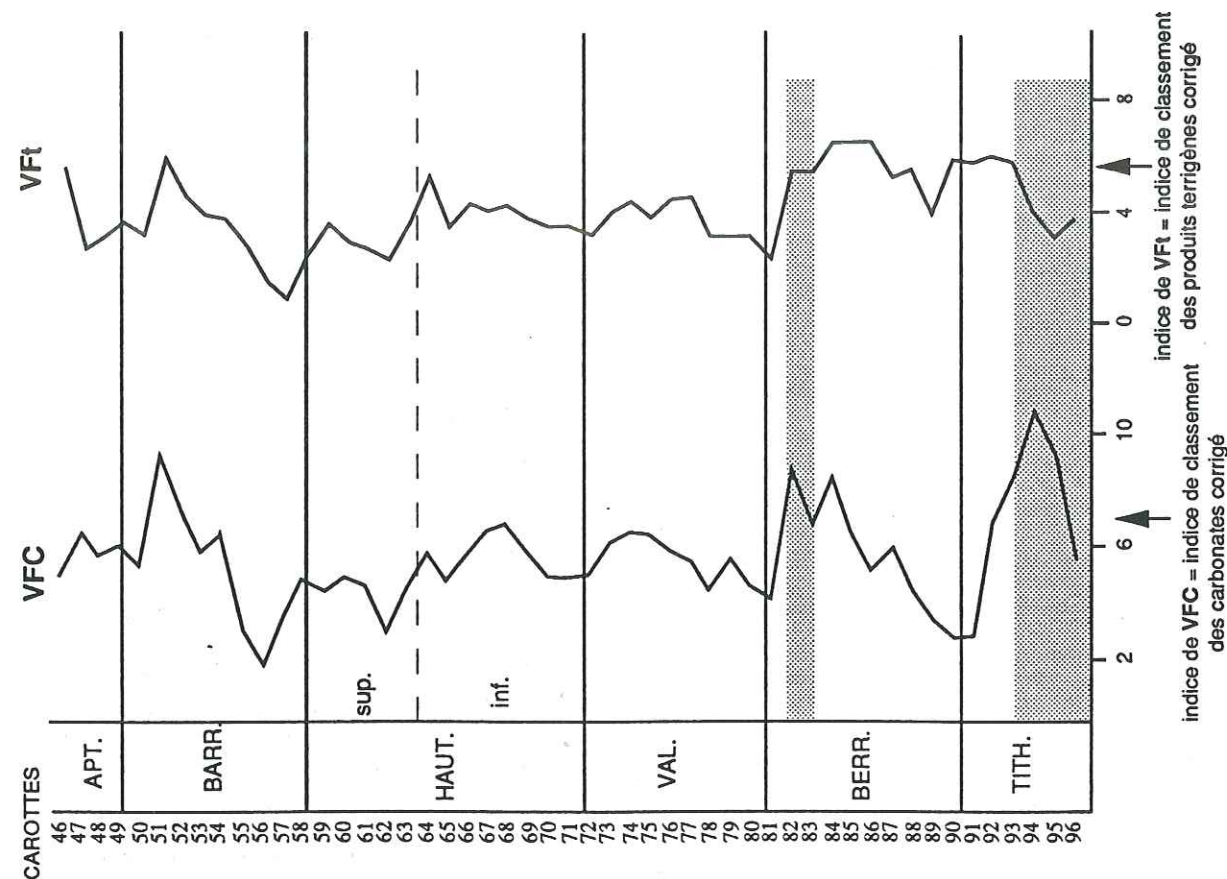


Fig. 96 - Variations relatives comparées des indices de variabilité des flux carbonaté et terrigène moyens pour l'intervalle Tithonique supérieur-Aptien inférieur du site 534. Les trois pics à illite (Chamley *et al.*, 1983) sont indiqués par les intervalles en pointillé.

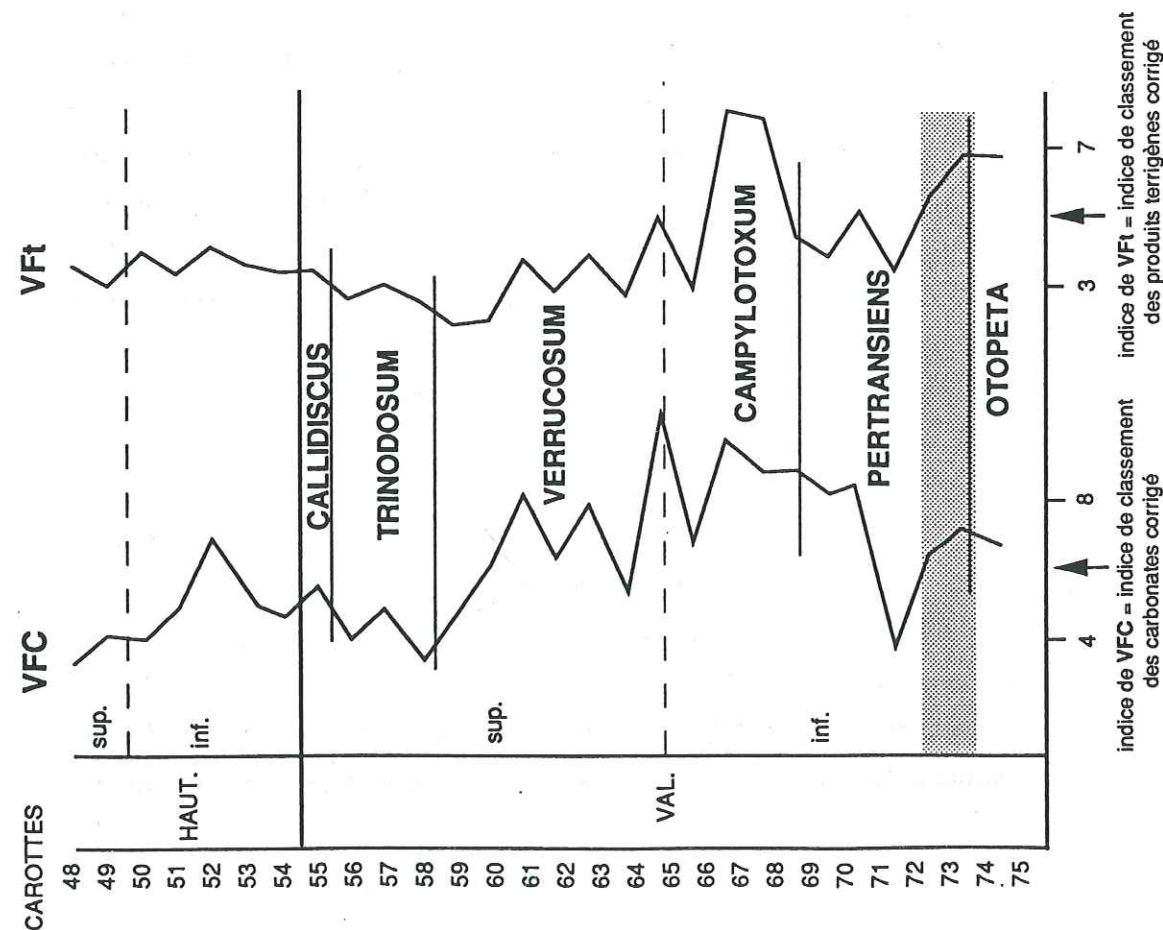


Fig. 95 - Variations relatives comparées des indices de variabilité des flux carbonaté et terrigène moyens pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien du site 535. Le pic en illite et kaolinite (Debrabant *et al.*, 1984) est représenté par l'intervalle en pointillé.

I-1d2 - Evolutions comparées des indices de variabilité des flux carbonaté et terrigène dans les deux sites

Dans les deux sites, il existe une corrélation positive entre l'évolution des indices de VFC et de VFt ; les deux courbes montrent, à grande échelle, un certain parallélisme (fig. 95 et 96). Cette observation démontre l'existence d'un contrôle commun pour ces deux indices qui, selon notre hypothèse, est la distance entre domaine océanique et continental, liée elle-même aux variations du niveau marin relatif.

I-1d3 - Evolutions comparées de l'indice de variabilité du flux terrigène et du flux terrigène

Pour les deux sites, aucune corrélation ne peut être mise en évidence lorsque l'on confronte la courbe de l'évolution du flux terrigène et celle de son indice de variabilité (fig. 97 et 98). En conséquence, dans les sections étudiées, les variations relatives du niveau marin ne sont pas le principal facteur de contrôle de l'intensité du flux terrigène.

Si nous nous focalisons ensuite sur l'intervalle Valanginien-Hauterivien, nous pouvons voir que l'évolution de l'indice de VFt est dans l'ensemble très différente dans les deux sites. Nous avons calculé l'indice moyen de VFt pour cet intervalle dans chaque site. Celui-ci est égal à 4,08 au site 535 et à 3,69 au site 534. Nous confirmons, avec un indice de VFt plus fort pour le site 535, la plus grande influence du continent, suggérée par l'indice de VFC élevé, et en particulier la proximité des sources de matériel terrigène. Ceci n'est pas en contradiction avec la présence d'un flux terrigène très faible ; simplement la ceinture de plates-formes carbonatées a certainement amoindri considérablement, par piégeage, la transmission de ce flux au bassin. Des sources terrigènes beaucoup plus lointaines, situées dans le Sud-Est des USA, sont par contre signalées pour le site 534 (Robertson & Bliefnick, 1983), ce qui pourrait expliquer la plus faible valeur du VFt moyen en ce site.

I-1e - Discussion

Les données minéralogiques et géochimiques recueillies par ailleurs peuvent être utilisées conjointement aux données précédentes pour tenter d'appréhender l'éloignement des sources de matériel (carbonaté et terrigène), leur taux de production, l'efficacité des agents de transfert, l'activité climatique et (ou) tectonique (Cotillon & Giraud, sous presse).

Pour le site 535, Debrabant *et al.* (1984) signalent la présence de pics à illite et kaolinite à la base de la zone à *Pertransiens*, correspondant à un flux terrigène élevé et coïncidant avec un pic marqué de l'indice de VFC, c'est à dire avec un bas niveau marin de 3^e ordre illustré par la courbe eustatique (fig. 92). La moindre importance de ce pic au site 534 (fig. 93) suggère la possibilité

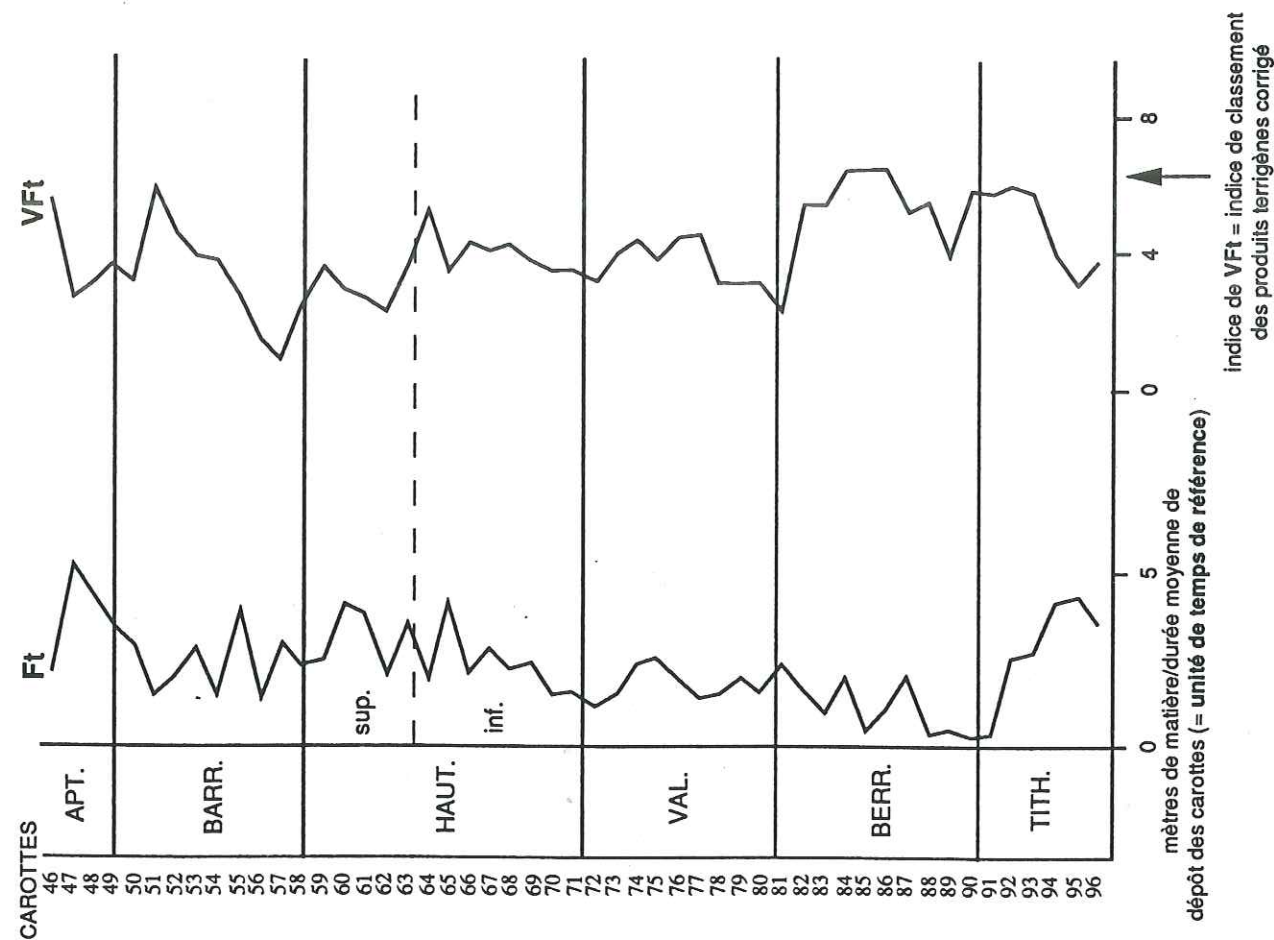


Fig. 98 - Variations relatives comparées du flux terrigène (en mètres/durée moyenne de dépôt des carottes) et de l'indice de variabilité du flux terrigène moyen pour l'intervalle Tithonique supérieur-Aptien inférieur au site 534.

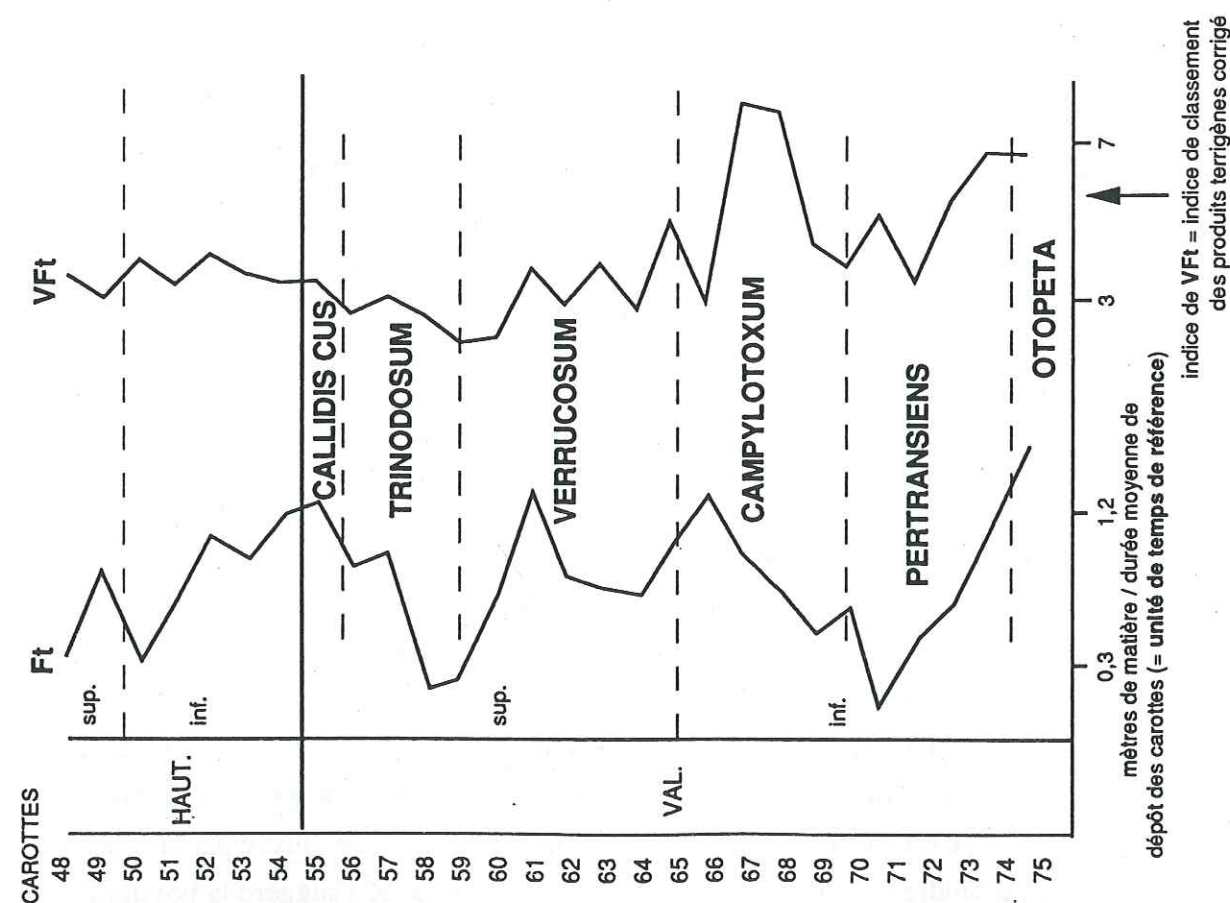


Fig. 97 - Variations relatives comparées du flux terrigène (en mètres/durée moyenne de dépôt des carottes) et de l'indice de variabilité du flux terrigène moyen pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien au site 535.

d'une activité tectonique locale aux alentours du site 535.

Dans la succession du site 534, Chamley *et al.* (1983) signalent la présence de deux pics à illite, l'un dans l'intervalle Tithonique-Berriasien (carottes 98-93), l'autre dans le Berriasien supérieur (carottes 83-82). Contemporains dans la partie ouest de l'Atlantique Nord et dans le golfe du Mexique, ces événements traduiraient un rajeunissement tectonique des marges continentales, suite à une intensification de l'expansion océanique. Selon Sheridan *et al.* (1982), la présence de pics à illite est souvent associée à des taux de sédimentation élevés. Or, ces deux pics à illite correspondent : 1 - une augmentation du nombre de cycles à haute fréquence par carotte ; la fréquence de ces cycles étant corrélée positivement avec le taux de sédimentation (Cotillon & Rio, 1984a), l'augmentation du nombre de cycles reflète donc effectivement une augmentation du taux de sédimentation ; 2 - une augmentation de l'intensité et de la variabilité des flux carbonaté et terrigène ce qu'illustre une baisse du niveau marin favorisant les transferts continent-océan.

Des causes d'ordre climatique sont certainement à l'origine des augmentations du flux terrigène observées dans le site 534, durant le Valanginien supérieur et l'Aptien (fig. 93). Pendant ces périodes, des apports silicoclastiques viennent en effet perturber la sédimentation alternante du bassin de Blake-Bahama (Robertson & Bliefnick, 1983). Les premières apparitions significatives de ces intercalations sableuses (Valanginien supérieur) coïncident avec une anomalie positive du $\delta^{13}C$ et avec une accumulation de sédiments enrichis en carbone organique (Robertson & Bliefnick, 1983 ; Herbin *et al.*, 1983). Weissert (1990) montre que ces épisodes silicoclastiques sont enregistrés de façon synchrones depuis l'Atlantique Nord et Central jusque sur les marges téthysiennes et en Europe du Nord (fig. 99). La tectonique est généralement considérée comme l'un des facteurs majeurs expliquant leur origine. Une activité tectonique intense est certes enregistrée le long des marges ouest et est de l'Atlantique Nord durant le Crétacé inférieur, mais elle n'est pas démontrée le long des marges téthysiennes. Les variations du niveau marin sont un autre facteur de contrôle possible, mais semblent inopérantes dans ce cas précis. Nous avons vu en effet qu'au site 534, les augmentations du flux terrigène correspondant aux épisodes silicoclastiques sont indépendantes de la variabilité du flux terrigène (indice de VFt) (fig. 96). De plus Sarti & Von Rad (1987) et Schlager (1989) montrent que, durant l'intervalle de temps considéré, l'invasion rapide par les sédiments silicoclastiques se fait non seulement pendant les bas niveaux marins mais également en période de haut niveau marin de 3^e ordre. Le troisième facteur, pouvant déclencher de façon synchrone un afflux d'apports terrigènes dans les océans, est le climat. En effet, certaines périodes durant lesquelles les accumulations silicoclastiques s'intensifient (Valanginien supérieur et Aptien) sont caractérisées par des anomalies positives majeures dans l'enregistrement isotopique du carbone et correspondraient à des périodes d'accélération du cycle du carbone (Lini *et al.*, 1992 ; Weissert, 1990 ; Weissert & Lini, 1991). En fonction de cette relation, Weissert (1990) suggère que les accumulations de produits silicoclastiques résultent d'une altération intense des continents sous un climat devenu plus chaud et plus humide. Si l'interprétation paléoclimatique des anomalies du carbone 13 fournie par Weissert peut être sujette à caution, il n'en reste pas moins que les

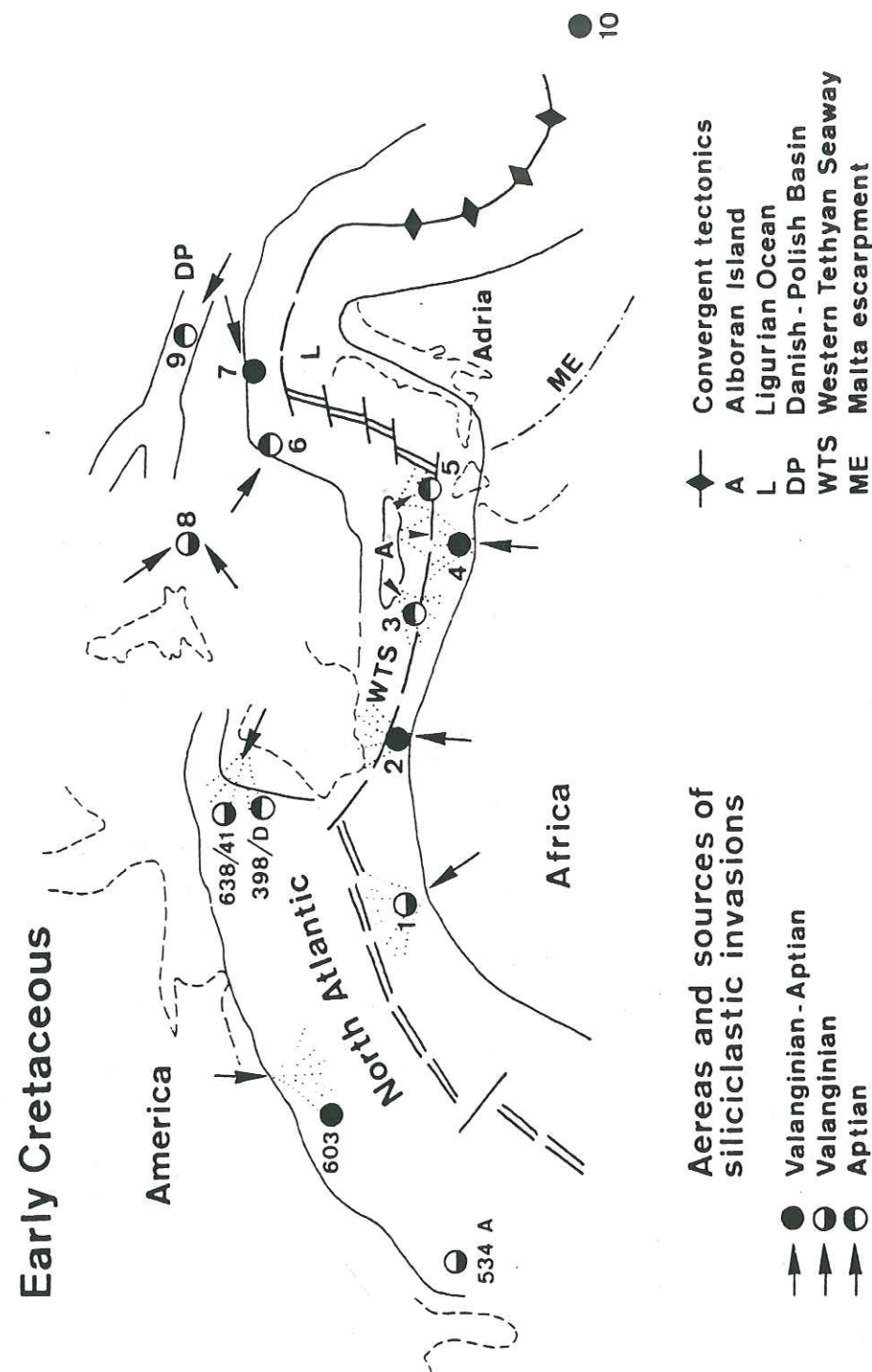


Fig. 99 - Origine des apports silicoclastiques au Crétacé inférieur dans les domaines, 1) de l'Atlantique Nord : sites DSDP 534A, 603, 398D et sites ODP : 638/41, 2) de Fuerteventura, 3) du domaine Ouest téthysien : Rif externe, Kabylies, Tunisie, Mt Soro (Sicile), 4) de la Téthys alpine : fosse vocontienne, nappes helvétiques (Suisse), 5) de l'Europe du Nord : bassin du Weald, bassin dano-polonais, 6) de la Téthys Centrale : Chypre et Turquie méridionale (d'après Weissert, 1990).

changements climatiques semblent pour l'instant la cause la plus vraisemblable pour expliquer l'importance des dépôts silicoclastiques observés durant le Valanginien supérieur et l'Aptien.

L'importance du flux terrigène observée au site 534 depuis le sommet de Hauterivien inférieur jusqu'au Barrémien (fig. 93) aurait plus vraisemblablement une origine tectonique. D'une part, l'intervalle Hauterivien-Barrémien représenterait une période de décélération du cycle du carbone (Weissert & Lini, 1991) ; d'autre part, l'activité tectonique est intense sur cette marge de l'Atlantique au cours du Crétacé inférieur.

I-1f - Conclusion

L'étude des variations relatives des flux de matière des séries Valanginien-Hauterivien du site 535 DSDP et Tithonique supérieur-Aptien inférieur du site 534 permet de présenter deux échelles de variations : celle de la série et celle de la carotte.

1 - Rappel des principales étapes de cette analyse :

- analyse par traitement numérique d'images des photographies de carotte en noir et blanc permettant, grâce à la relation niveaux de gris = $f(\% \text{ CaCO}_3)$, de déterminer les pourcentages moyens de carbonate et de fraction insoluble (terrigenne) ;
- quantification des variations relatives des flux linéaires moyens, carbonaté et terrigène, à partir des pourcentages moyens en calcaire et en prenant en compte, grâce à la fréquence des cycles calcaire-marne de haute fréquence, les variations relatives du taux de sédimentation d'une carotte à une autre ;
- construction des histogrammes de phase illustrant la répartition des fractions carbonatée et terrigène dans le spectre des nuances de gris de chaque carotte. Ces histogrammes représentent l'évolution moyenne des flux à l'échelle des carottes ;
- calcul des indices de variabilité des flux de matière (indices de VFC (variabilité du flux carbonaté) et de VFt (variabilité du flux terrigène) à partir du classement des distributions des phases carbonatée et terrigène.

2 - Principaux résultats :

- mise en évidence de relations entre la position du niveau marin (déduite de l'indice de variabilité des flux) et l'intensité des divers flux. Ainsi, dans le Crétacé inférieur des sites 534 et 535, les maxima des flux de matière (carbonaté et dans une moindre mesure terrigène), se rencontrent en période de bas niveau ;
- mise en évidence de contrôles locaux affectant principalement le flux terrigène et résultant des paléogéographies propres aux différents sites ;
- existence de flux carbonatés "anormaux" ne dépendant pas uniquement de la position du 0 marin mais sans doute aussi de facteurs climatiques ou physico-chimiques. Tel est le

cas au Tithonique-Berriasien (surproduction carbonatée) et au Barrémien supérieur-Aptien (dissolution des carbonates) au site 534 ;

- au sein des carottes, les flux moyens évoluent en phase ou non. Ils présentent généralement plusieurs pics impliquant une irrégularité et/ou une multiplicité des sources de matière ;

- la comparaison entre l'évolution des flux et de leurs caractères aux sites 534 et 535 met en évidence :

a) *des différences*

- dans la proximité et dans le degré d'interférence des sources ;
- dans l'intensité relative des sources carbonatées et terrigènes (facteurs tectoniques, importance des plates-formes carbonatées) ;
- dans l'influence des masses continentales ;

b) *des similitudes*

- dans le contrôle global de la sédimentation par l'eustatisme et/ou le climat.

I-2 - APPLICATION A LA SERIE D'ANGLES-VERGONS (BASSIN VOCONTIEN) POUR L'INTERVALLE BERRIASIEN-BARREMIEN

I-2a - Etude de la relation entre les niveaux de gris et la calcimétrie

Cette seconde étude présentait l'avantage de pouvoir travailler directement sur les carottes du faisceau du Valanginien supérieur, et non plus sur les photographies. Il apparaît cependant que la relation obtenue entre les teneurs en carbonate et les nuances de gris (fig. 100) est nettement plus médiocre, que celle existant pour les sites atlantiques, avec un coefficient de corrélation de 0,57. Le nombre de mesures (au total : 245) ne peut pas dans ce cas être invoqué pour rendre compte de la corrélation observée. La bioturbation importante qui affecte à la fois les bancs calcaires et les interbancs marneux dans la succession d'Angles-Vergons (Gaillard, 1984) est vraisemblablement responsable de la mauvaise relation observée.

I-2b - Evolution de la teneur moyenne en carbonates et des variations relatives des flux de matière

Les teneurs moyennes en carbonate de calcium sont relativement élevées, jamais inférieures à 50% (fig. 101). Etant donné la profondeur, estimée entre 500 et 1500 m pour le bassin vocontien (Ferry, 1976), les phénomènes de dissolution sont pratiquement négligeables pour ce site. Les deux pôles carbonatés du Berriasien et du Barrémien supérieur sont bien visibles sur la courbe.

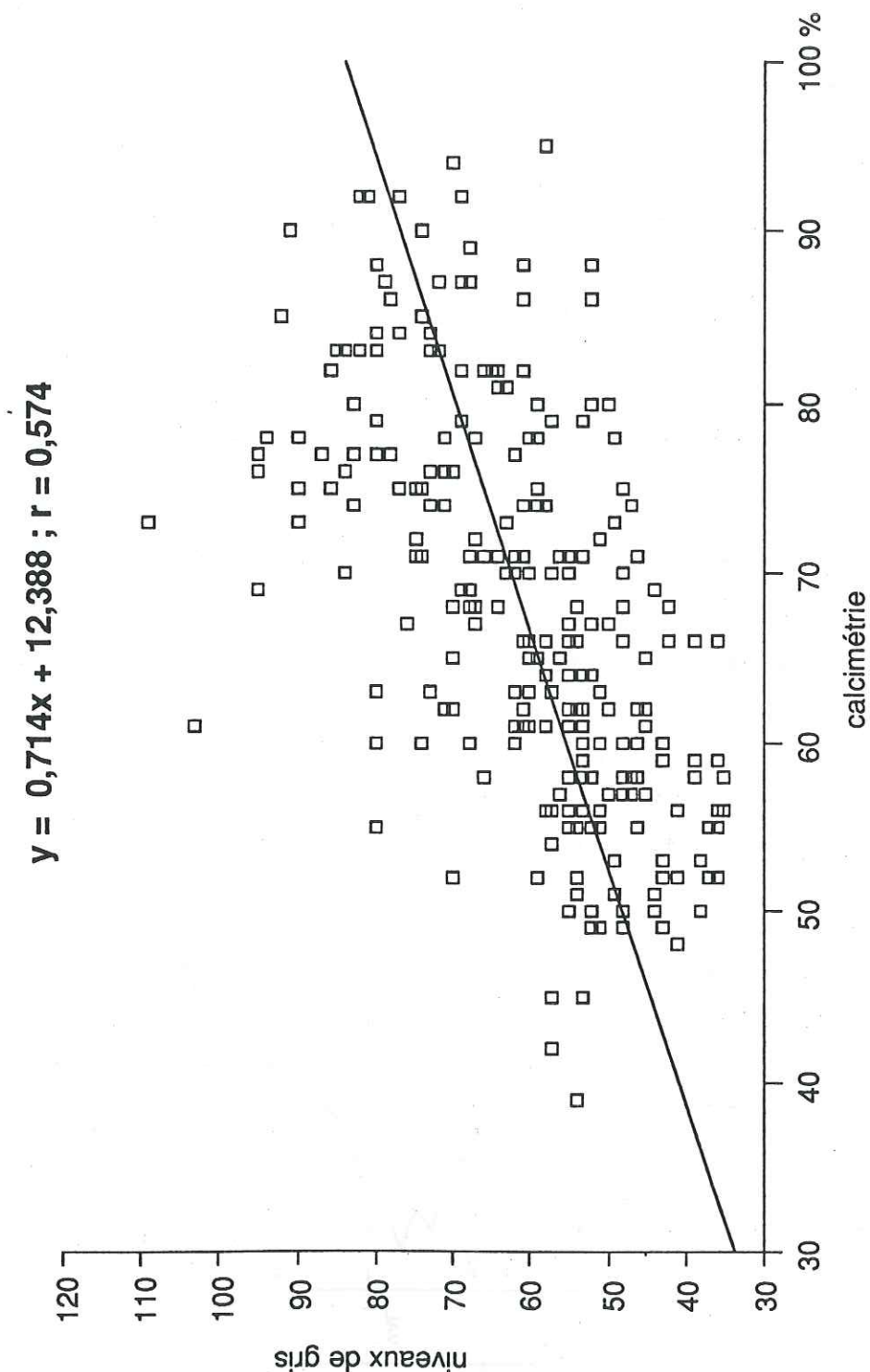


Fig. 100 - Relation entre les nuances de gris et les teneurs en carbonate pour le faisceau carotté du Valanginien supérieur de la série d'Angles.

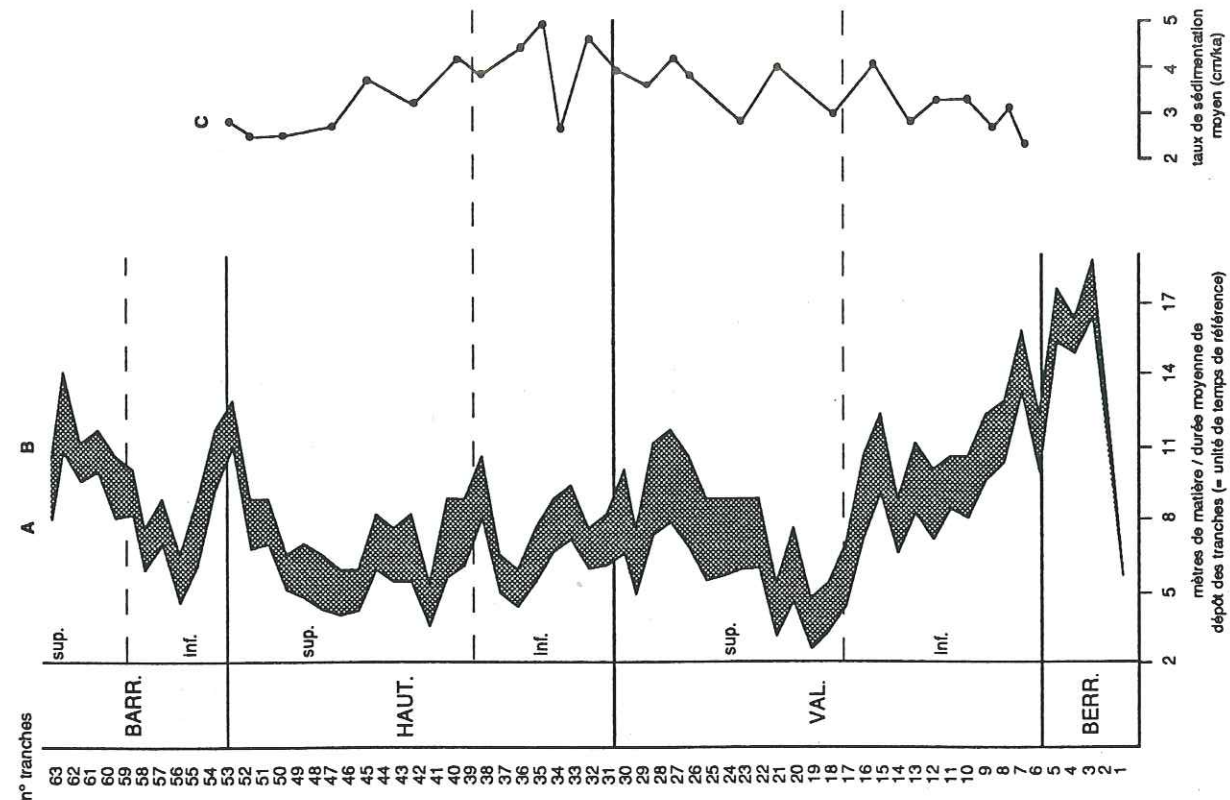


Fig. 102 - Variations relatives des flux linéaires moyens de matière dans l'intervalle Berriasien-Barrémien et évolution du taux de sédimentation moyen dans l'intervalle Valanginien-Hauterivien de la série d'Angles-Vergons. A : courbe du flux carbonaté ; B : courbe du flux total ; entre A et B, le figuré en pointillé représente la variation du flux terrigène ; C : courbe du taux de sédimentation moyen.

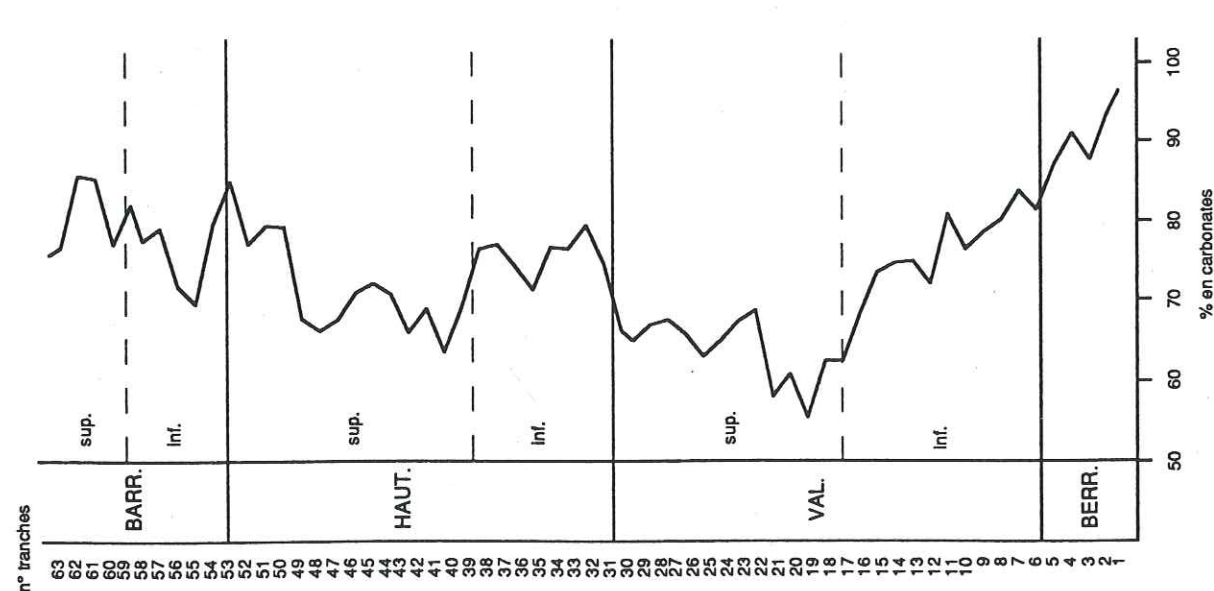


Fig. 101 - Evolution de la teneur moyenne en carbonate par tranche de 9,5 m dans l'intervalle Berriasien-Barrémien de la série d'Angles-Vergons.

Les courbes des flux moyens sont exposées sur la figure 102. Les "flux linéaires" que nous avons calculés sont supposées être des grandeurs proportionnelles aux taux de sédimentation et aux flux pondéraux (2^e partie, chapitre 1). Pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien de la coupe d'Angles-Vergons, nous avons, à partir du traitement des données calcimétriques par analyse spectrale (1^e partie, tabl.11 et 15), estimé des taux de sédimentation que nous avons reporté sur la figure 102 (courbe C). Si nous comparons les courbes des flux linéaires et celle du taux de sédimentation pour cet intervalle, nous pouvons voir qu'il n'existe aucune proportionnalité entre les courbes des flux et celle du taux de sédimentation et que contrairement à ce que l'on pouvait attendre, les courbes montrent des évolutions inverses. Prenons l'exemple du Valanginien supérieur : pour des taux de sédimentation forts, les flux calculés sont faibles alors qu'ils devraient être importants.

Cette comparaison met donc en évidence une contradiction entre les données issues du traitement par analyse spectrale et le calcul des flux linéaires. Pouvons nous l'expliquer ? Pour calculer les flux linéaires, nous avons utilisé le nombre de cycles calcaire-marne de haute fréquence (≥ 5 cm), qui est une grandeur directement proportionnelle au taux de sédimentation, dans les sites atlantiques (Cotillon, 1985, 1987 ; Cotillon & Rio, 1984b). Pour la série d'Angles-Vergons, ne pouvant reconnaître à l'affleurement ces cycles mineurs, nous nous sommes basés sur les cycles lithologiques majeurs (≥ 10 cm). Les données sont donc au départ différentes pour les sites atlantiques et le site vocontien. La figure 103 illustre la comparaison des variations du nombre de cycles calcaire-marne majeurs entre le site d'Angles-Vergons et les sites 534 et 535 pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien. Nous remarquons, d'une part pour la série d'Angles-Vergons, que le nombre de cycles majeurs identifiés est faible dans l'intervalle Valanginien supérieur-Hauterivien, période à dominante marneuse et caractérisée par des taux de sédimentation élevés ; d'autre part, que le nombre moyen de cycles majeurs (trait en pointillé) est nettement inférieur à Angles-Vergons que dans les sites atlantiques, qui constituent certainement des environnements de dépôt plus propices à la conservation de ces cycles. Pour un site à l'affleurement comme Angles-Vergons, l'action de l'érosion particulièrement efficace dans les formations marneuses détruit en partie les cycles lithologiques majeurs. Ces cycles existent pourtant dans la coupe d'Angles-Vergons. En effet, si l'on regarde les courbes d'évolutions calcimétriques et d'intensité de niveaux de gris réalisées avec un pas de 5 cm, pour le faisceau Valanginien supérieur (fig. 104), on remarque que dans les interbanes marneux, des fluctuations à haute fréquence sont visibles ; ces oscillations représentent certainement l'équivalent des cycles lithologiques mineurs (≥ 5 cm) observés sur les carottes des sites atlantiques.

I-2c - Conclusion

Pour la série d'Angles-Vergons, la corrélation niveaux de gris = f (% CaCO_3) obtenue pour les dépôts carottés alternants et bioturbés du bassin vocontien est très médiocre et ne permet pas d'en déduire une courbe d'évolution moyenne de la teneur en carbonates.

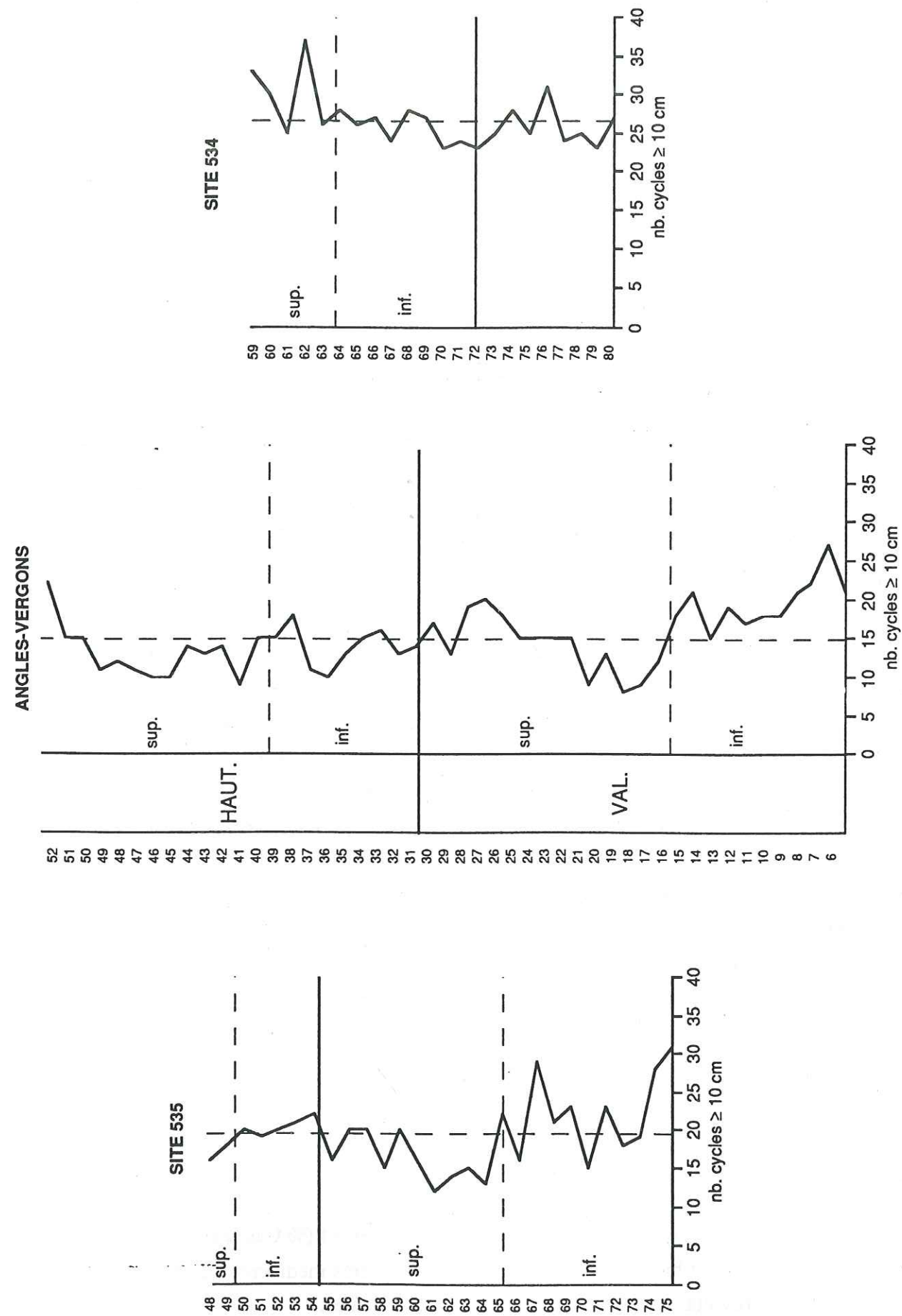


Fig. 103 - Variations du nombre de cycles majeurs (≥ 10 cm) par carottes (sites 535 et 534) ou par tranches de 9,5 m de sédiment (Angles-Vergons) le long de l'intervalle Valanginien-Hauterivien (d'après Cotillon & Rio, 1984a, modifié). Les traits verticaux en pointillé représentent le nombre moyen de cycles par intervalle de 9,5 m pour chaque site.

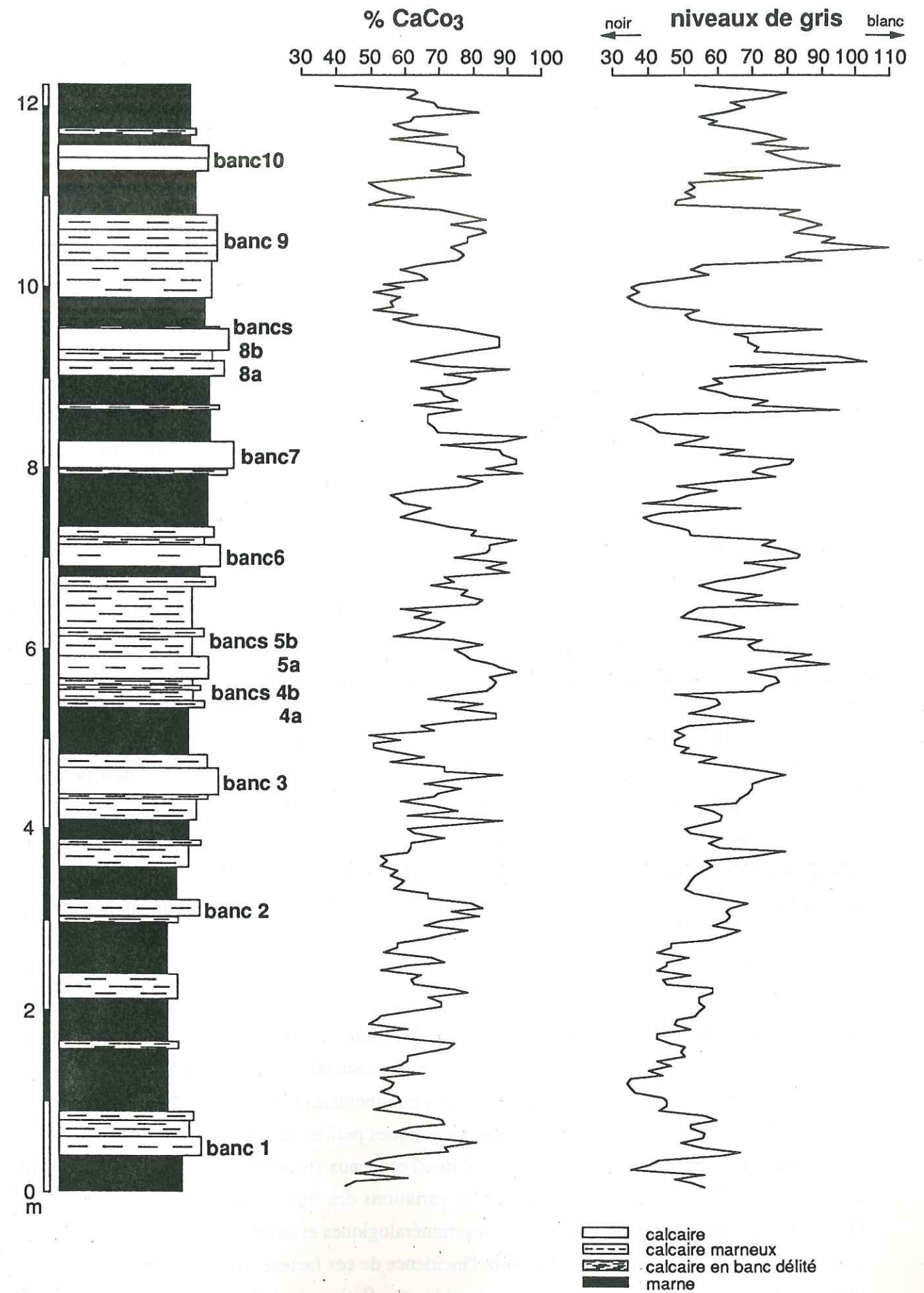


Fig. 104 - Le faisceau du Valanginien supérieur de la coupe d'Angles. Evolution de la calcimétrie et de l'intensité des niveaux de gris du sédiment.

Le calcul des flux linéaires, à partir des données calcimétriques et des cycles lithologiques calcaire-marne majeurs (≥ 10 cm) définis sur des "intervalles standard" équivalents des carottes atlantiques, est biaisé par la représentation incomplète du nombre de ces cycles, notamment dans les parties les plus marneuses.

Les résultats obtenus ne peuvent donc en aucun cas être comparés aux flux linéaires calculés pour les sites atlantiques.

II - CONCLUSION

L'analyse d'images, appliquée à des dépôts carottés alternants, montrant une bonne différenciation lithologique et pourvus d'une cyclicité lithologique à haute fréquence, centimétrique à décimétrique, comme ceux des séries océaniques, est une méthode rapide permettant d'exprimer les flux et leurs variations relatives. Cette méthode est actuellement la seule permettant de quantifier ces variations relatives dans des séries antéquatérnaires avec une résolution temporelle de 300 000 à 500 000 ans (temps moyen de dépôt d'une carotte DSDP).

Cette procédure n'est par contre pas applicable aux séries alternantes à l'affleurement où l'altération amoindrit la lisibilité des cycles, et aux dépôts bioturbés où sont éliminés la plupart des cycles centimétriques ; tel est le cas dans le bassin vocontien.

L'approche définie dans les sites atlantiques est tributaire des incertitudes liées à la relation non linéaire "niveaux de gris = f (% CaCO_3)" ; une multiplication des mesures doit permettre d'affiner cette relation.

L'un des avantages de cette méthode est pour les sites atlantiques de pouvoir travailler à deux échelles de variations : celle de la série et celle de la carotte ; cette dernière nous permet d'avoir accès à la variabilité des flux de matière (indices de VFC et de VFt) et par conséquent, nous l'avons montré, à l'enregistrement des variations du niveau marin relatif en milieu profond.

L'étude des variations relatives des flux de matière dans les sites atlantiques, apporte en particulier des informations sur la nature, l'importance relative et l'éloignement des sources de matériel carbonaté (détritique, plancton) et terrigène, ainsi que sur leur évolution. Elle permet également de mettre en évidence d'autres facteurs de contrôles de la productivité planctonique comme les apports de nutriments depuis les masses continentales et les "upwellings".

La comparaison des données des sites atlantiques permet de mettre en évidence l'existence de facteurs de contrôle globaux (eustatisme, climat) et locaux (tectonique) des variations relatives des flux de matière. Les interprétations sur les variations des flux de matière doivent d'autre part être contraintes par des données géochimiques, minéralogiques et paléontologiques (ajustement des zones d'ammonites) afin de mieux discerner l'incidence de ces facteurs sur les transferts latéraux et verticaux en domaine profond et de faciliter ainsi les corrélations entre les différents sites.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif fixé était avant tout une étude quantitative de la sédimentation carbonatée dans diverses séries pélagiques.

Les alternances calcaire-marne crétacées des sites atlantiques DSDP 534 et 535 et du bassin vocontien, représentant de beaux exemples de cycles de productivité du carbonate de calcium, ont été choisies comme cadre d'étude pour démontrer :

1) le lien entre les variations cycliques de la teneur en CaCO_3 et les paramètres orbitaux (Crétacé inférieur vocontien) ;

2) le lien entre les variations relatives des "flux de matière" et les fluctuations du niveau marin relatif.

Pour mener à bien ce travail, deux techniques d'étude : l'analyse spectrale et le traitement d'images ont été utilisées.

I - ANALYSE SPECTRALE DE L'ENREGISTREMENT CARBONATE

Nous avons focalisé notre démarche sur cinq points importants que nous rappelons :

-1- existe-t-il dans la série vocontienne des cycles carbonatés et quelles sont leurs périodicités ?

-2- les variations des paramètres astronomiques sont-elles responsables des cycles observés ?

-3- si tel est le cas, quel est le paramètre le plus important ?

-4- est-t-il possible d'utiliser les périodicités enregistrées comme référentiel pour affiner l'échelle des temps géologiques pour le Crétacé inférieur ?

-5- quelles sont les significations paléoclimatique, paléocéanographique, paléogéographique de ces cyclicités ?

Le traitement par analyse spectrale des fluctuations de la teneur en carbonates pour l'intervalle Berriasien-Barrémien de la série d'Angles-Vergons a permis de mettre en évidence :

-1- la présence de cycles carbonatés significatifs dont les périodicités sont situées en majorité dans la bande de fréquence de Milankovitch ;

-2- des périodicités dominantes proches de celle de la précession dans les formations à dominante calcaire c'est à dire à la base (Berriasien, Valanginien inférieur) et au sommet de la série (Hauterivien terminal et Barrémien) ;

- des périodicités dominantes proches de celle de l'obliquité dans les formations à dominante marneuse correspondant à l'intervalle Valanginien supérieur-Hauterivien ;

- une caractérisation du passage des alternances à dominante calcaire aux alternances à dominante marneuse par :

a) une augmentation du taux de sédimentation ;

b) un changement dans l'enregistrement du signal astronomique apparent ;

-3- le signal le plus clairement enregistré dans les sédiments est le cycle de l'obliquité ;

-4- une estimation de la durée du Valanginien et de l'Hauterivien basée sur l'identification des cycles carbonatés :

- durée du Valanginien : 7 ma.

- durée de l'Hauterivien : 5,9 ma.

-5- des changements paléocéanographiques et paléogéographiques majeurs, contrôlés essentiellement par les variations du niveau marin relatif, qui sont à l'origine des changements observés dans la réponse climatique au signal orbital et par conséquent dans l'enregistrement de celui-ci par la sédimentation carbonatée. La situation géographique particulière du bassin vocontien, caractérisée par la proximité des terres, a certainement renforcé les effets des changements climatiques, et l'impact sur la sédimentation a pu alors être amplifié.

Limites de la méthode : il est clair que la difficulté fondamentale de cette étude réside dans la résolution précise d'une échelle des temps. Aucun calibrage des cycles par des données paléomagnétiques et biostratigraphiques fines n'est disponible. Néanmoins, compte tenu du fait que les sédiments étudiés représentent des dépôts pélagiques, pour lesquels les variations du taux de sédimentation sont généralement faibles, nous pensons que l'évaluation des durées des cycles observés, basée dans un premier temps sur l'utilisation d'un taux de sédimentation constant sur l'ensemble d'un étage, est correcte.

Compte tenu des résultats obtenus, le choix de la teneur en carbonate de calcium comme indicateur paléoclimatique se révèle très positif. Il serait maintenant intéressant d'étudier d'autres marqueurs sédimentaires ou paléontologiques pour apporter des informations supplémentaires et pour voir en particulier si les réponses spectrales de ces différents paramètres sont similaires ou indépendantes. Rappelons que l'étude spectrale des variations des épaisseurs des doublets banc-interbanc réalisée par Huang *et al.* (1993) corrobore nos résultats pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien. La réponse spectrale pourrait être différente avec l'étude d'un autre paramètre. Une étude effectuée dans le Quaternaire du Pacifique Nord (40° N), montre en effet que, selon les marqueurs climatiques, l'enregistrement du signal orbital peut être différent ; certains marqueurs comme les coccolithophoridés, très sensibles aux variations du contraste saisonnier, enregistrent préférentiellement le signal de la précession, alors que d'autres marqueurs révèlent plutôt le cycle de l'obliquité, signal le plus clairement enregistré à ces latitudes (Beaufort, communication orale). Cet exemple illustre bien la complexité de la réponse d'un système aux facteurs externes ; dans tous les cas, notre interprétation des variations de périodicités dans l'enregistrement carbonaté du Crétacé inférieur de la fosse vocontienne représente une explication possible parmi d'autres.

II - QUANTIFICATION DES VARIATIONS RELATIVES DES FLUX DE MATIERE

L'objectif de cette seconde étude était double :

1 - mise au point d'une méthode permettant d'exprimer les variations relatives des flux de matière dans quelques séries pélagiques anté-quaternaires (atlantiques et vocontienne) qui ne peuvent pas être datées avec précision mais qui présentent une cyclicité à haute fréquence. Le temps est exprimé en terme de variations relatives du taux de sédimentation qui est proportionnel à la fréquence des cycles observés ;

2 - application pour une recherche des oscillations du niveau marin relatif en domaine pélagique.

La procédure mise au point, fondée sur la relation entre l'intensité du gris du sédiment (mesurée par traitement numérique d'images sur des photographies de carottes en noir et blanc ou directement sur carottes) et sa teneur en carbonate, présente des avantages et des inconvénients.

- Avantages de la méthode :

- analyse à partir des bases de données DSDP, d'où un grand nombre de données disponibles ;
- rapidité d'exécution ;
- accès direct aux teneurs en carbonates sans avoir recours aux analyses calcimétriques longues et fastidieuses ;
- travail à l'échelle de la série et de la carotte ;
- permet de quantifier les variations relatives des flux linéaires dans des séries antéquaternaires avec une résolution temporelle de 300 000 à 500 000 ans (temps moyen de dépôt d'une carotte DSDP).

- Inconvénients de la méthode :

- ne peut s'appliquer que pour des sédiments alternants montrant une bonne différenciation lithologique et non bioturbés, pour lesquels la cyclicité lithologique à haute fréquence est préservée. Tel est le cas des sites océaniques étudiés mais pas celui de la série vocontienne à l'affleurement.

- l'approche définie dans les sites océaniques est tributaire des incertitudes liées à la relation non linéaire "niveaux de gris = f (% CaCO₃)" ; une multiplication des mesures doit permettre d'affiner cette relation.

Les sites océaniques étudiés ne permettent pas d'enregistrer un signal eustatique global continu ; ce signal étant toujours plus ou moins perturbé par la dynamique locale ou régionale. Pour tenter d'isoler réellement le signal eustatique, si cela est possible, il faudrait alors étudier des sites

océaniques très particuliers au point de vue environnement de dépôt, situés à des distances suffisamment éloignées des paléomarges continentales de manière à filtrer au mieux les messages régionaux. L'étude de tels sites, si accessibles soient-ils par les forages profonds, ne présenterait qu'un intérêt mineur. L'objectif de départ visait en effet à détecter un signal global, c'est à dire sur un grand nombre de sites. Dès lors que nous sommes obligés de "sélectionner" les sites, nous ne pouvons plus répondre à un tel objectif.

L'intérêt majeur de l'étude des variations relatives des flux de matière est qu'elle est justement à même de faciliter la lecture de messages variés (eustatisme, climat, tectonique..) enregistrés par les dépôts profonds dans les différents sites. Cette étude est donc intéressante pour les résultats qu'elle apporte sur la dynamique sédimentaire, et la paléogéographie des sites.

Ce type d'étude doit se poursuivre également dans une autre direction, à savoir l'évolution des variations relatives des flux de matière, avec élaboration d'une nouvelle méthode d'analyse, lors des transferts plate-forme-bassin. L'exemple du Sud-Est de la France avec quelques séries disposées le long d'un profil plate-forme provençale-bassin vocontien se prête particulièrement à ce type d'étude. On en attend une meilleure compréhension : 1/ des interrelations entre flux carbonaté et flux terrigène, 2/ de la nature des sources du flux carbonaté qui alimentent le système sédimentaire, 3/ des limites d'application de la stratigraphie séquentielle.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADEHMAR J. A. (1842). - Révolutions des mers, Déluges Périodiques. *inédit*, Paris.
- ALGEO T. J. & WILKINSON B. H. (1988). - Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. *J. Geol.*, **96**, p. 313-322.
- ANDERSON R. Y. (1982). - A long geoclimatic record from the Permian. *J. Geophys. Res.*, **87C**, p. 7285-7294.
- ANDERSON R. Y. (1984). - Orbital forcing of evaporite sedimentation. In : BERGER A. L., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. & SALZMAN B. (eds), *Milankovitch and Climate* (NATO ASI Series), Dordrecht, part I, p. 147-162.
- ARCHER D. E. (1991). - Equatorial Pacific calcite preservation cycles : Production or dissolution ? *Paleoceanography*, **6**, p. 561-571.
- ARNAUD H., GIDON M. & THIEULOY J. P. (1981). - Les Calcaires du Fontanil des environs de Grenoble : leur place dans la stratigraphie du Néocomien entre le Jura et le domaine vocontien. *Eclog. Geol. Helv.*, **74**, p. 109-137.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BOISSEAU T., THIEULOY J. P. & VIEBAN F. (1982). Synchronisme des crises biologiques et paléogéographiques dans le Crétacé inférieur du S-E de la France : un outil pour les corrélations plateforme-bassin. *Géol. Méd.*, **9**, p. 153-165.
- ARTHUR M. A. & PREMOLI SILVA I. (1982). - Development of widespread Organic Carbon-rich Strata in the Mediterranean Tethys. In : SCHLANGER S. O. & CITA M. B. (eds), *Nature and Origin of Cretaceous carbon-rich facies* (Academic Press), London, p. 7-54.
- ATROPS F. & REBOULET S. (1993). - Nouvelles données sur la zonation par ammonites du Valanginien supérieur de l'hyposratotype d'Angles (Alpes-de-Haute-Provence) et sur ses corrélations. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **317**, p. 499-506.
- AUTRAN G. (1989). - L'évolution de la marge Nord-Est provençale (arc de Castellane) du Valanginien moyen à l'Hauterivien à travers l'analyse biostratigraphique des séries de la région de Peyroules : séries condensées, discontinuités et indices de tectogénèse distensive. *Paléobiologie. Thèse 3^e cycle*, Univ. Nice, 232 p.
- BEERBOWER J. R. (1964). - Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas State Geol. Surv. Bull.*, **169**, p. 31-42.
- BENSON W. E., SHERIDAN R. E. *et al.* (1978). - *Init. Repts.DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, **44**, 1005 p.
- BERGER A., LOUTRE M. F. & DEHANT V. (1989). - Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies. *Terra Nova*, **1**, p. 474-479.
- BERGER A. L. (1977). - Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, **269**, p. 44-45.
- BERGER A. L. (1978). - Long-Term Variations of Caloric Insolation Resulting from the Earth's Orbital Elements. *Quat. Res.*, **9**, p. 139-167.
- BERGER A. L. (1988). - Milankovitch Theory and Climate. *Rev. Geoph.*, **26**, p. 624-657.
- BERGER A. L. (1989). - The spectral characteristics of pre-Quaternary climatic records, an example of the relationship between the astronomical theory and geosciences. In : BERGER A. L. *et al.* (eds), *Climate and Geosciences* (Kluwer Academic Publishers), Dordrecht, p. 47-76.
- BERGER A. L. (1992). - Le Climat de la Terre, un passé pour quel avenir ? In : DE BOECK-WESMAEL S. A. (ed.), Bruxelles, 479 p.
- BERGER A. L., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. & SALTZMAN B. (1984). - *Milankovitch and Climate*. (NATO ASI Series), Dordrecht, 895 p.
- BERGER A. L., LOUTRE M. F. & LASKAR J. (1992). - Stability of the Astronomical Frequencies Over the Earth's History for Paleoclimate Studies. *Science*, **255**, p. 560-566.

- BERGER W. H. (1977). - Deep-sea carbonate and deglaciation preservation spike in pteropods and foraminifera. *Nature*, 269, p. 661-663.
- BERGER W. H., SMETACEK V. S. & WEFER G. (1989). - Ocean productivity and paleoproductivity. In : BERGER W. H., SMETACEK V. S. & WEFER G. (eds), *An overview In Productivity of the ocean : present and past*, (Life Sciences Research Reports), Chichester, 44, 471 p.
- BERNOUILLI D. (1972). - North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies : a comparison. In : HOLLISTER C. D., EWING J. I. et al., (eds), *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 11, p. 807-871.
- BERNOUILLI D. & JENKYN H. C. (1974). - Alpine Mediterranean Mesozoic facies : a comparison. In : DOTT R. H. JR. & SHAVER R. H. (eds), *Modern and Ancient Geosynclinal sedimentation*, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 19, p. 129-160.
- BESSE J., BOISSEAU T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., MASCLE G. & THIEULOY J. P. (1986). - Modifications sédimentaires, renouvellement des faunes et inversions magnétiques dans le Valanginien de l'hypostatotype d'Angles. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 10, p. 365-368.
- BLACKMAN R. B. & TUKEY J. W. (1958). - The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering. (Dover Publications Inc.), New York, 190 p.
- BLANC E., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BULOT L., GIDON M., THIEULOY J. P. & REMANE J. (1992). - Les couches de passage du Berriasien au Valanginien dans le secteur du Fontanil (Isère, France). *Géol. Alp.*, 68, p. 3-12.
- BLOEMENDAL J. & DEMENOCAL P. (1989). - Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, 342, p. 897-899.
- BOER P. L. DE (1982). - Cyclicity and the storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments. In : EINSELE G. & SEILACHER A. (eds), *Cyclic and Event Stratification* (Springer-Verlag), Berlin, p. 456-475.
- BOER P. L. DE (1983). - Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in southern Europe : production and storage of organic matter, stable isotopes and astronomical influences. *Geol. Ultraiectina.*, 31, 112 p.
- BOER P. L. DE & WONDERS A. A. H. (1984). - Astronomically induced rhythmic bedding in Cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy). In : BERGER A. L. et al. (eds), *Milankovitch and Climate* (NATO ASI Series), Dordrecht, p. 177-190.
- BOER P. L. DE (1991). - Pelagic Black Shale-Carbonate Rhythms : Orbital Forcing and Oceanographic Response. In : EINSELE G. et al. (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy* (Springer-Verlag), Berlin, Heidelberg, p. 63-78.
- BOISSEAU T. (1987). - La plate-forme jurassienne et sa bordure subalpine au Berriasien-Valanginien (Chartreuse-Vercors). *Thèse 3° cycle*, Univ. Grenoble, 413 p.
- BOISSEAU T., THIEULOY J. P., ARNAUD-VANNEAU A. & ARNAUD H. (1982). - Crises biologiques, coupures biostratigraphiques et migrations de faunes : l'exemple du Valanginien dans le Sud-Est de la France. *9^e Réunion. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 64.
- BOSELLINI A. (1989). - Dynamics of Tethyan carbonate platform. In : CREVELLO, P. D., WILSON, J. L., SARG, J. F. & READ, F. (eds), *Controls on Carbonate platform and basin development*, *SEPM. Spec. publ.*, 44, p. 3-13.
- BOUCHE P. M. (1965). - Eléments pour la définition d'un stratotype du barrémien. 3 - Nannofossiles calcaires. *Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.*, 34, p. 131-138.
- BRADLEY W. H. (1929). - The varves and climate of the Green River Epoch. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 158-E (shorter contributions to general geology, 1929), p. 87-110.
- BRALOWER T. J. (1987). - Valanginian to Aptian calcareous nannofossil stratigraphy and correlation with the upper M-sequence magnetic anomalies. *Mar. Micropal.*, 11, p. 293-310.

- BRALOWER T. J., LUDWIG K. R., OBRADOVITCH J. D. & JONES D. L. (1990). - Berriasian (Early Cretaceous) radiometric ages from the Grindstone Creek Section, Sacramento Valley, California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98, p. 62-73.
- BRALOWER T. J., MONECHI S. & THIERSTEIN H. R. (1989). - Calcareous nannofossils zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale. *Mar. Micropal.*, 14, p. 153-235.
- BRYAN G. M., MARKL R. G. & SHERIDAN R. E. (1980). - IPOD Site Surveys in the Blake-Bahama Basin. *Mar. Geol.*, 35, p. 43-63.
- BUFFLER R. T., SCHLAGER W. & PISCIOOTTO K. A. (1984). - Introduction and explanatory notes. In : BUFFLER R. T., SCHLAGER W. et al., *Init. Repts of the DSDP*, Washington, 77, p. 5-22.
- BUSNARDO R. (1965). - Eléments pour la définition d'un stratotype du Barrémien. 1 - Lithologie et succession des faunes d'Ammonites. *Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.*, 34, p. 101-116.
- BUSNARDO R. (1984). - Crétacé inférieur : échelles biostratigraphiques. In : DEBRAND-PASSARD S. et al. (eds), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.), Paris, 125, p. 291-294.
- BUSNARDO R. & THIEULOY J. P. (1979). - Les zones d'ammonites du Valanginien. In : BUSNARDO R., THIEULOY J. P., MOULLADE, M. (eds), *Hypostatotype mésogéen de l'étage Valanginien (S-E de la France)* (CNRS), Paris, 6, p. 58-68.
- BUSNARDO R., THIEULOY J. P., MOULLADE M. et al. (1979). - Hypostatotype mésogéen de l'étage Valanginien (S-E de la France). In : BUSNARDO R., THIEULOY J. P., MOULLADE, M. (eds) (CNRS), Paris, 6, 143 p.
- BUSNARDO R. & VERMEULEN J. (1986). - La limite Hauterivien-Barrémien dans la région stratotypique d'Angles (Sud-Est de la France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, p. 457-459.
- BUSSON G. & NOEL D. (1991). - Les nannoconidés, indicateurs environnementaux des océans et mers épicontinentales du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur. *Oceanol. Acta*, 14, p. 333-356.
- CECCA F., ENAY R. & LE HEGARAT G. (1989). - L'Ardésien (Tithonique supérieur) de la région stratotypique : séries de référence et faunes (ammonites, calpionelles) de la bordure ardéchoise. *Docum. Labo. Géol. Lyon*, 107, 115 p.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., CANDILLIER A. M. & FOULON J. (1983). - Clay mineralogical and inorganic geochemical stratigraphy of Blake. Bahama basin since the Callovian, site 534, Deep Sea Drilling Project Leg 76. In : SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M. et al. (eds), *Init. Repts DSDP*. (U.S. Govt. printing Office), Washington, 76, p. 437-452.
- CHANNELL J. E. T., BRALOWER T. J. & GRANDESSO P. (1987). - Biostratigraphic correlation of Mesozoic polarity chrons CM1 to CM23 at Capriolo and Xausa (Southern Alps, Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85, p. 203-221.
- CHANNELL J. E. T. & ERBA E. (1992). - Early Cretaceous polarity chrons CM0 to CM11 recorded in northern Italian land sections near Brescia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108, p. 161-179.
- CHANNELL J. E. T. & GRANDESSO P. (1987). - A revised correlation of Mesozoic polarity chrons and calpionellid zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85, p. 222-240.
- CHANNELL J. E. T., LOWRIE W. & MEDIZZA F. (1979). - Middle and Early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Cismon section, Northern Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42, p. 153-166.
- CLEMENS S., PRELL W. L., MURRAY D., SHIMMIELD G. & WEEDON G. (1991). - Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 353, p. 720-725.
- CLERC RENAUD T. (1988). - Recherches de périodicités relatives à la variation des paramètres orbitaux dans la sédimentation alternante du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Sierra de Fontcalent, Espagne). *Thèse 3° cycle*, Univ. Paris VI, 173 p.

- COCCIONI R., ERBA E. & PREMOLI-SILVA I. (1992). - Barremian-Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo Cerbara section (Marche, central Italy) and implications for plankton evolution. *Cret. Res.*, 13, p. 517-537.
- COLLOQUE SUR LE CRETACE INFERIEUR LYON (septembre 1963) (1965). - *Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.*, 34, p. 840 p.
- COSTER M. & CHERMANT J. L. (1985). - Précis d'analyse d'images. (CNRS), Paris, 521 p.
- COTILLON P. (1971). - Le Crétacé inférieur de l'Arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.*, 68, 313 p.
- COTILLON P. (1983). - Nouvelles méthodes d'appréciation des variations du taux de sédimentation dans les séries pélagiques alternantes. Application aux corrélations stratigraphiques de haute précision. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 289, p. 1121-1124.
- COTILLON P. (1984). - Paléogéographie. In : DEBRAND-PASSARD S. et al. (eds), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.), Paris, 125, p. 328-330.
- COTILLON P. (1985). - Les variations à différentes échelles du taux d'accumulation sédimentaire dans les séries pélagiques alternantes du Crétacé inférieur, conséquences de phénomènes globaux. Essai d'évaluation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8, p. 59-68.
- COTILLON P. (1987). - Bed-scale cyclicity of pelagic cretaceous successions as a result of world-wide control. *Mar. Geol.*, 78, p. 109-123.
- COTILLON P. (1989). - Eustacy record off tethyan margins : a new approach through the study of carbonate flux variations in the Tithonian-Aptian section at DSDP site 534 (Central Atlantic). *2e cong. Franç. de Sédimentologie*, Lyon, p. 17-19.
- COTILLON P. (1991). Recherche d'un enregistrement de l'eustatisme au large des marges téthysiennes : nouvelle approche par l'étude des variations des flux de matière. Application à la série tithonique supérieur - Aptien inférieur du Site 534 DSDP (Atlantique Central). *Géol. alp.*, Mém. HS, 18, p. 117-136.
- COTILLON P. (1992). Search for eustacy record in deep Tethyan deposits through the study of sedimentary flux variations. Application to the Upper Tithonian-Lower Aptian series at DSDP Site 534 (Central Atlantic). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 91, p. 263-275.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. & RIO M. (1980). - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, p. 735-744.
- COTILLON P., FERRY S. & RIO M. (1979). - Le Valanginien d'Angles : minéraux argileux, calcimétrie. In : BUSNARDO R., THIEULOY, J. P., MOULLADE, M. (eds), *Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (S-E de la France)*, Paris (CNRS), 6, p. 30-32.
- COTILLON P. & GIRAUD F. (1992). - Limits of sequence stratigraphy in carbonate-rich series within transitional areas between platforms and basins : south - north evolution of early Cretaceous system tracts near Castellane (SE FRANCE). *Symp. Seq. Strat. European basins* (CNRS, IFP), Dijon, p. 480-481.
- COTILLON P. & GIRAUD F. (sous presse). - Comparative evolution of material flux through two DSDP successions from Central Atlantic and Gulf of Mexico. Preliminary results of a new approach to sedimentary dynamics in pelagic environments *Mar. Geol.*
- COTILLON P. & RIO M. (1984a). - Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project sites 535 and 540 (Gulf of Mexico) 534 (Central Atlantic) and in the vocontian basin (France). In : BUFFLER, R. T., SCHLAGER, W. et al., *Init. Repts DSDP* (U. S. Govt. Printing Office), Washington, 77, p. 339-376.
- COTILLON P. & RIO M. (1984b). - Cyclicité comparée du Crétacé inférieur pélagique dans les chaînes subalpines méridionales (France SE), du Mexique (sites 535 et 540 DSDP). Implications paléoclimatiques et application aux corrélations stratigraphiques transtéthysiennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 7, p. 47-62.

- COURTINAT B. & MÉON H. (1991). - Les microforaminifères (*Scytinascia*) : un groupe palynologique méconnu (historique). Leur analyse dans le Cénomani-Turonien de Vergons (bassin vocontien, France). *Géobios*, 24, p. 559-567.
- CROLL J. (1875). - Climate and Time in their Geological Relations. (Appleton), New York, 28, p. 121-137.
- CURRY W. B. & LOHMANN G. P. (1986). - Late Quaternary sedimentation at the Sierra Leone Rise (eastern equatorial Atlantic Ocean). *Mar. Geol.*, 70, p. 223-250.
- DAMUTH J. E. (1975). - Quaternary climatic change as related by calcium carbonate fluctuations in western equatorial Atlantic sediments. *Deep-sea Res.*, 22, p. 725-743.
- DARMEDRU C. (1982). - La microfaune dans les alternances marne-calcaire pélagiques du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. *Thèse 3^e cycle.*, Univ. Lyon I, 154 p.
- DARMEDRU C. (1983). - La microfaune dans les alternances marnes-calcaires pélagiques du Crétacé inférieur dans le Bassin vocontien (SE de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 296, p. 715-718.
- DARMEDRU C. (1984). - Variations du taux de sédimentation et oscillations climatiques lors du dépôt des alternances marne-calcaire pélagiques. Exemple du Valanginien supérieur-Vocontien (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 26, p. 63-70.
- DARMEDRU C., COTILLON P. & RIO M. (1982). - Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, p. 627-640.
- DEAN W. E., GARDNER J. V., JANSO L. F., CEPEK P. & SEIBOLD E. (1978). - Cyclic sedimentation along the continental margin of northwest Africa. In : LANCELOT Y., SEIBOLD E. et al. (eds), *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 41, p. 965-989.
- DEAN W. E. & GARDNER J. V. (1986). - Milankovitch cycles in Neogene deep-sea sediment. *Palaeoceanography*, 1, p. 539-553.
- DEAN W. E., GARDNER J. V. & CEPEK P. (1981). - Tertiary carbonate dissolution cycles on the Sierra Leone Rise, Eastern Equatorial Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, 39, p. 81-101.
- DEAN W., HAY W. & SIBUET J. C. (1984) - Geologic evolution sedimentation and paleoenvironments of the Angola basin and adjacent Walvis Ridge : synthesis of results of Deep Sea Drilling Project leg 75. In : HAY, W. W., SIBUET, J. C., et al. (eds), *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 75, p. 509-544.
- DEBRABANT P., CHAMLEY H. & FOULON J. (1984). Paleoenvironmental implications of mineralogic and geochemical data in the Western Florida Straits (Leg 77, Deep Sea Drilling Project). In : BUFFLER, R. T., SCHLAGER, W. et al., *Init. Repts DSDP* (U. S. Govt. Printing Office), Washington, 77, p. 377-396.
- DENIS-CLOCCHIATTI M. (1982). - Sédimentation carbonatée et paléoenvironnement dans l'océan indien au Cénozoïque. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, Paris, NS LX, p. 1-92.
- DEWEY J. F., PITMAN W. C. I., RYAN W. B. F. & BONNIN J. (1973). - Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 3137-3180.
- DIESTER-HAASS L. (1988). - Sea level changes, carbonate dissolution and history of the Benguela current in the Oligocene-Miocene off southwest Africa (DSDP Site 362, Leg 40). *Mar. Geol.*, 79, p. 213-242.
- DILLON W. P., SHERIDAN R. E. & FAIL J. P. (1976). - Structure of the western Blake-Bahama Basin as shown by 24-Channel CDP Profiling. *Geology*, 4, p. 459-462.
- DITCHFIELD P. & MARSHALL J. (1989). - Isotopic variations in rhythmically bedded chalks : paleotemperature variations in the Upper Cretaceous. *Geology*, 17, p. 842-845.

- DIVAKAR NAIDU P. D., MALMGREN B. A. & BORNMALM L. (1993). - Quaternary history of calcium carbonate fluctuations in the western equatorial Indian Ocean (Somali Basin). *Paleogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 103, p. 21-30.
- DONZE P. (1979). - Les ostracodes. In : BUSNARDO R., THIEULOY, J. P., MOULLADE, M. (eds), *Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (S-E de la France)* (CNRS), Paris, 6, p. 77-86.
- DUPLESSY J. C. & MOREL P. (1990). - Gros temps sur la planète. (Odile Jacob), 338 p.
- DROXLER A. W., SCHLAGER W. & WHALLON C. C. (1983). - Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian Carbonate ooze. *Geology*, 11, p. 235-239.
- EICHER DON L. & DINAR R. (1989). - Origin of the Cretaceous Bridge Creek cycles in the Western Interior, United States. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 74, p. 127-146.
- EINSELE G. (1992). - Sedimentary basins. Evolution, facies, and Sedimentary Budget. (Springer-Verlag), Berlin, Heidelberg, New York, 628 p.
- EINSELE G. & RICKEN W. (1991). - Limestone-Marl Alternation - an Overview. In : EINSELE G. et al. (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy* (Springer-Verlag), Berlin Heidelberg, p. 23-47.
- EMMANUEL L. & RENARD M. (1993). - Carbonate geochemistry of the Upper Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian Trough (SE France). *Bull. Centres Rech. Explor. Product. Elf Aquitaine*, 17, p. 205-221.
- FANG N. (1987). - Le contrôle climatique de la sédimentation Quaternaire récente dans la région moyenne du cône profond du Gange (Océan Indien). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 159 p.
- FARRELL J. W. & PRELL W. L. (1991). - Pacific CaCO₃ preservation and d¹⁸O since 4 Ma : Paleoceanic and paleoclimatic implications. *Paleoceanography*, 6, p. 485-498.
- FERRY S. (1976). - Cones d'épandage bioclastique en eau profonde et glissement dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la Drôme. Implications paléostratigraphiques. *Thèse 3^e cycle*, Univ. Lyon I, 144 p.
- FERRY S. (1984). - Apports détritiques dans le bassin vocontien. In : DEBRAND-PASSARD S. et al. (eds), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.), Paris, 125, p. 332-334.
- FERRY S. (1991). - Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon : la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux. *Géol. Alp.*, 18 hors série, p. 47-99.
- FERRY S., COTILLON P., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. & RIO M. (1980). - Alternances marno-calcaires : bruit de fond universel de la sédimentation pélagique au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates. *8^e Réunion. Ann. Sci. Terre*, Marseille, p. 148.
- FERRY S. & LE HEGARAT G. (1989). - Mesozoic Eustasy Record on Western Tethyan Margins - Post-Meeting Field Trip in the Vocontian Trough. *2^e Cong. Franç. Sédiment.*, Lyon, p. 113-119.
- FERRY S. and RUBINO J. L. (1989). - Mesozoic Eustasy Record on Western Tethyan Margins. *2^e Cong. Franç. Sédiment.*, Lyon, p. 30-32.
- FERRY S. & SCHAAF A. (1981). - The early Cretaceous environment at Deep Sea Drilling Project site 463 (mid-Pacific mountains) with reference to the Vocontian Trough (French Subalpine ranges). In : THIEDE, J., VALLIER, T. L., et al., *Init. Repts DSDP*, (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 62, p. 669-682.
- FISCHER A. G. (1986). - Climatic rhythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, p. 351-376.
- FISCHER A. G., DE BOER P. L. & PREMOLI SILVA I. (1990). - Cyclostratigraphy. In : GINSBURG R. N. & BEAUDOIN B. (eds), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms* (Kluwer Acad. Publ.), Dordrecht/Boston, p. 139-172.
- FISCHER A. G. & SCHWARZACHER W. (1984). - Cretaceous bedding rhythms under orbital control. In : BERGER A. L. et al. (eds), *Milankovitch and Climate* (NATO ASI Series), Dordrecht, p. 163-175.

- FOLAND K. A., GILBERT L. A., SEBRING C. A. & JIANG-FENG C. (1986). - ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages for plutons of the Monteregian Hills, Quebec : evidence for a single episode of Cretaceous magmatism. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, p. 966-974.
- FOLK R. L. & WARD W. C. (1957). - Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27, p. 3-26.
- FOUCAULT A. (1992). - L'enregistrement sédimentaire des cycles orbitaux, méthodes d'étude, résultats et perspectives. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 163, p. 325-335.
- FOUCAULT A. & FANG N. (1987). - Contrôle climatique de la sédimentation quaternaire dans le Golfe du Bengale. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 305, p. 1383-1388.
- FOUCAULT A. & RENARD M. (1987). - Contrôle climatique de la sédimentation marno-calcaire dans le Mésozoïque d'Espagne (Sierra de Fontcalent, Province d'Alicante) : arguments isotopiques. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 305, p. 517-521.
- FREEMAN T. & ENOS P. (1978). - Petrology of Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones DSDP Site 391. In : BENSON W. E., SHERIDAN R. E. et al. (eds), *Init. Repts. DSDP*. (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 44, p. 463-475.
- GAILLARD C. (1984). - Bioturbation des sédiments pélagiques du Crétacé inférieur dans le bassin vocontien (Chaînes Subalpines Méridionales, FRANCE). *Geobios, Mém. spéc.*, 8, p. 205-214.
- GALBRUN B. (1985). - Magnetostratigraphy of the Berriasian stratotype section (Berrias, France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, p. 130-136.
- GALBRUN B. (1986). - La séquence de polarité magnétique au passage Jurassique-Crétacé : corrélations entre les données magnéto-biostratigraphiques et la succession des anomalies magnétiques. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 303, p. 495-498.
- GALBRUN B., RASPLUS L. & LE HEGARAT G. (1986). - Données nouvelles sur le stratotype du Berriasien : corrélations entre magnétostratigraphie et biostratigraphie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 8, p. 575-584.
- GALE A. S. (1989). - A Milankovitch scale for the Cenomanian time. *Terra Nova*, 1, p. 420-425.
- GARDIN S. & MANIVIT H. (1993). - Upper Tithonian and Berriasian calcareous nannofossils from the vocontian trough (SE France) : biostratigraphy and sequence stratigraphy. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 17, p. 278-289.
- GARDNER J. V. (1975). - Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the eastern Equatorial Atlantic. In : SLITER W. V., BE A. W. H. & BERGER W. H. (eds), *Dissolution of Deep-sea Carbonates*, Cushman Found., Foram. Res. Spec. Publ., 14, p. 129-141.
- GILBERT G. K. (1895). - sedimentary measurement of cretaceous time. *J. geol.*, 3, p. 121-127.
- GIRAUD F., BEAUFORT L. & COTILLON P. (1994). Periodicities of carbonate cycles in the Valanginian of the Vocontian Trough : a strong obliquity control. In : HOUSE, M. R. & GALE, A. S (eds), *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*, Geological Society Special publications, 85, pp. 143-164.
- GIRAUD F., COTILLON P. & SCHAAF A. (1991). - Détermination des variations relatives des flux de matière par l'analyse d'images de sédiments carottés. Application pour une recherche des fluctuations du niveau marin en domaine pélagique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 313, p. 1269-1275.
- GOLDHAMMER R. K., DUNN P. A. & HARDIE L. A. (1987). - High frequency glacio-eustatic sea level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *Amer. Jour. Sci.*, 287, p. 853-892.
- GRACIANSKY P. C. D., BROUSSE E., DEROO G., HERBIN J. P., MONTADERT L., MULLER C., SIGAL J. & SCHAAF A. (1982). - Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique : paléogéographie et milieux de dépôt. *Rev. Instit. Franç. Pét.*, 37, p. 275-336.

- GRADSTEIN F. M., HUANG Z., KRISTIANSEN I. L. & OGG J. G. (1993). - Optimum microfossil sequences and cyclic sediment patterns in Early Cretaceous pelagic strata. *Can. J. Earth Sci.*, **30**, p. 391-411.
- GUILLAUME S. & SIGAL J. (1965). - Eléments pour la définition d'un stratotype du Barrémien. 2 - Les Foraminifères. *Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.*, **34**, p. 117-129.
- HALLAM A. (1986). - Origin of minor limestone-shale cycles : climatically induced or diagenetic ? *Geology*, **14**, p. 6009-6012.
- HALLAM A., HANCOCK J. M., LABRECQUE J. L., LOWRIE W. & CHANNELL J. E. T. (1985). - Jurassic and Cretaceous geochronology and Jurassic to Paleogene magnetostratigraphy. In : SNELLING N. J. (ed.), *The chronology of the geological record* (Geological Society London Memoir), **10**, p. 118-140.
- HANCOCK J. M. (1991). - Ammonite scales for the Cretaceous System. *Cret. Res.*, **12**, p. 259-291.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. (1987). - Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, **235**, p. 1156-1167.
- HARLAND W. B., ARMSTRONG R. L., COX A. V., CRAIG L. E., SMITH A. G. & SMITH D. G. (1990). - A geological time scale 1989. (University Press) Cambridge, 263 p.
- HART M. B. (1987). - Orbitally induced cycles in the chalk facies of the United Kingdom. *Cret. Res.*, **8**, p. 335-348.
- HAYS J. D., IMBRIE J. & SHACKLETON N. J. (1976). - Variations in the Earth's orbit : pacemaker of the ice ages. *Science*, **194**, p. 1121-1132.
- HERBERT T. D. & FISCHER A. G. (1986). - Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature*, **321**, p. 739-743.
- HERBERT T. D. (1990). - The return of 100-Kyr cyclicity in Early Pleistocene-Late Miocene paleoclimate. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, **71**, p. 1378-1379.
- HERBERT T. D. (1992). - paleomagnetic calibration of Milankovitch cyclicity in Lower Cretaceous sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **112**, p. 15-28.
- HERBERT T. D. & D'HONDT S. L. (1990). - Precessional climate cyclicity in Late Cretaceous-Early Tertiary marine sediments : a high resolution chronometer of Cretaceous-Tertiary boundary events. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99**, p. 263-275.
- HERBERT T. D. & MAYER L. A. (1991). - Long climatic time series from sediment physical property measurements. *J. Sed. Petrol.*, **61**, p. 1089-1108.
- HERBIN J. P., DEROO G. & ROUCACHE J. (1983). - Organic geochemistry in the mesozoic and cenozoic formations of site 534, Leg 76, Blake-Bahama basin, and comparaison with site 391, Leg 44. In : SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M. et al. (eds), *Init. Repts DSDP*. (U.S. Govt. printing Office), Washington, 76, p. 481-496.
- HILGEN F. J. (1991). - Astronomical forcing and geochronological application of sedimentary cycles in the Mediterranean Pliocene/Pleistocene. *Thèse Doct.*, Univ. Rijksuniversiteit, Utrecht, 139 p.
- HINNOV L. A. & GOLDHAMMER R. K. (1991). - Spectral analysis of the Middle Triassic Latemar limestone. *J. Sed. Petrol.*, **61**, p. 1173-1193.
- HOEDEMAEKER P. J. (1982). - Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian, and lower Valanginian along the Rio Argos (Caravaca, S. E. Spain). *Scripta Geologica*, **65**, p. 81.
- HOEDEMAEKER P. J. (1983). - Reconsideration of the stratigraphic position of the boundary between the Berriasian and the Nemausian (= Valanginian *sensu stricto*). *Zitteliana*, **10**, p. 447-457.
- HOUSE M. R. (1985). - A new approach to an absolute timescale from measurements of orbital cycles and sedimentary microrhythms. *Nature*, **315**, p. 721-725.

- HUANG Z., OGG J. G. & GRADSTEIN F. M. (1991). - Lower Cretaceous cyclic sediments from the vocontian basin (Southeast France) : a quantitative study. *Orbital forcing and cyclic sedimentary sequences*, Utrecht, p. 21-22.
- HUANG Z., OGG J. G. & GRADSTEIN F. M. (1993). - A quantitative study of Lower Cretaceous cyclic sequences from the Atlantic Ocean and the Vocontian Basin (SE France). *Paleoceanography*, **8**, p. 275-291.
- IMBRIE J. & IMBRIE J. Z. (1980). - Modelling the climate response to orbital variations. *Science*, **207**, p. 943-953.
- IMBRIE J. & IMBRIE K. P. (1979). - Ice Ages- Solving The Mystery. (Enslow Publ.), Hillside, New Jersey, 224 p.
- JANSA L., ENOS P., TUCHOLKE B. E., GRADSTEIN F. M. & SHERIDAN R. E. (1979). - Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American Basin, western North Atlantic. In : TALWANI M., HAY W. ET RYAN W. B. F. (eds), *Deep-drilling results in the atlantic ocean : continental margins and paleoenvironment*. (Am. Geophys. Un.), **3**, p. 3-57.
- JENKINS G. M. & WATTS D. G. (1968). - Spectral analysis and its applications. (Holden-Day), San Francisco, 525 p.
- JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIES G. & PARIZE O. (1989). - Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocontien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, p. 1031-1038.
- JOYCE J. E., TJALSMA L. R. C. & PRUTZMAN J. P. (1990). - High-resolution planktic stable isotope record and spectral analysis for the last 5.35 M. Y. : Ocean Drilling Program Site 625 Northeast Gulf of Mexico. *Paleoceanography*, **5**, p. 507-531.
- KENNEDY W. J. & ODIN G. S. (1982). - The Jurassic and Cretaceous time scale in 1981. In : ODIN G. S. (ed.), *Numerical Dating in Stratigraphy, Part I*, New York, Wiley, p. 557-592.
- KENT D. V. & GRADSTEIN F. M. (1985). - A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, p. 1419-1427.
- KLITGORD K. D. & BEHRENDT J. C. (1979). - Basin structure of the U.S. Atlantic margin. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, **29**, p. 85-112.
- KUTEK J., MARCINOWSKI R. & WIEDMANN J. (1989). - The Wawal section, Central Poland-An important link between boreal and tethyan Valanginian. In : WIEDMANN J. (ed), *Cretaceous of the Western Tethys* (Schweizerbart), Stuttgart, p. 717-754.
- LANCELOT Y. (1980). - Birth and evolution of the "Atlantic Tethys" (Central North Atlantic). *Init. Geol. Congress*, 26th, Paris, coll. 5, p. 215-223.
- LANCELOT Y., HATHAWAY J. C. & HOLLISTER C. D. (1972). - Lithology of sediments from the western North Atlantic. In : HOLLISTER C. D., EWING J. I. et al. (eds), *Init. Repts. DSDP*. (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 11, p. 901-949.
- LANCELOT Y., LARSON R., FISHER A., ABRAMS L., BEHL R., BUSCH W. H., CAMERON G., CASTILLO P. R., COVINGTON J. M., DÜRR G., ERBA E., FLOYD P. A., FRANCE-LANORD C., HAUSER E. H., KARL S. M., KARPOFF A. M., MATSUOKA A., MOLINIE A., OGG J. G., SALIMULLAH A. R. M., STEINER M., WALLICK B. P. & WIGHTMAN W. (1990). - Section 1 : introduction - 1. Explanatory Notes. In : LARSON R. L., LANCELOT Y., FISHER A. & WINTERER E. L. (eds), *Init. Repts. ODP (Initial Reports)* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, **129**, p. 5-32.
- LASKAR J. (1989). - A Numerical Experiment of the Chaotic Behavior of the Solar System. *Nature*, **338**, p. 237-238.
- LASKAR J. (1993). - La Lune et l'origine de l'homme. *Pour la Science*, **186**, p. 34-41.
- LASKAR J., JOUTEL F. & ROBUTEL P. (1993). - Stabilization of the Earth's obliquity by the Moon. *Nature*, **361**, p. 615-617.

- LE HEGARAT G. (1971). - Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon*, 43 (2 fasc.), 576 p.
- LE HEGARAT G. & FERRY S. (1990). - Le Berriasien d'Angles (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geobios*, 23, p. 369-373.
- LINI A., WEISSERT H. & ERBA E. (1992). - The Valanginian carbon isotope event : a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova*, 4, p. 374-384.
- LONDEIX L. (1990). - La distribution des kystes de Dinoflagellés dans les sédiments hémipélagiques (Ardèche) et pélagiques (Arc de Castellane, SE de la France) en domaine vocontien, du Valanginien terminal au Barrémien inférieur. *Thèse 3^e cycle*, Univ. Bordeaux I, 324 p.
- LORIUS C. (1991). - Climat et gaz à effet de serre : les données des archives glaciaires. *La Vie des Sciences, C.R.* 8, p. 107-124.
- LOWRIE W. & ALVAREZ W. (1984). - Lower Cretaceous magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic limestone sections. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, p. 315-328.
- MAGNIEZ-JANNIN F. (1992). - Enregistrement de l'eustatisme par les foraminifères dans les séquences de dépôt du Crétacé inférieur du bassin vocontien (SE de la France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 91, p. 247-262.
- MANIVIT H. (1979). - Les nannofossiles. In : BUSNARDO R., THIEULOY, J. P., MOULLADE, M. (eds), *Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (S-E de la France)* (CNRS), Paris, 6, p. 87-98.
- MARION A. (1987). - Introduction aux techniques de traitement d'images. (Eyrolles), Paris, 278 p.
- MARTIN RAY G. & CASE J. E. (1975). - Geophysical studies in the Gulf of Mexico. In : NAIRN A. E. M. & STEHLI G. G. (eds), *The Ocean Basins and Margins* (Plenum Press), New-York, 3, p. 76-77.
- MAX J. (1986). - Méthodes et techniques de traitement du signal et applications aux mesures physiques. Tome 2. Appareillages. Méthodes nouvelles. Exemples d'applications. (Masson), 4^e édition, 454 p.
- MAYER L. A. (1991). - Extraction of high-resolution carbonate data for paleoclimate reconstruction. *Nature*, 352, p. 148-150.
- MEYER F. O. (1989) - Siliciclastic influence on Mesozoic platform development : Baltimore Canyon trough, western Atlantic. In : CREVELLO D. et al. (eds.), *Controls on carbonate platform and basin development*. SEPM Spec. publ., 44, p. 213-232.
- MICHAEL E. (1979). - Méditerrané Fauneneinflüsse in den borealen Unterkreide-Becken Europas, besonders Nordwestdeutschlands. In : WIEDMANN J. (ed), *Aspekte der Kreide Europas* (IUGS Ser., A 6), Schweizerbart, Stuttgart, p. 305-321.
- MILANKOVITCH M. M. (1920). - Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. In : Zagreb Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de (ed.) (Gauthiers-Villars), Paris, 339 p.
- MILANKOVITCH M. M. (1941). - Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Roy. Serb. Acad. Spec. public.*, 132, section of Mathematical and Natural Sciences, 33, p. 1-633.
- MONTEIL E. (1993). - Some important Upper Tithonian and Berriasian dinoflagellate cysts of SE France : integrated biostratigraphy and sequence stratigraphy. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 17, p. 249-273.
- MOULLADE M. (1979). - Les foraminifères du Valanginien hypostratotypique. In : BUSNARDO R., THIEULOY, J. P., MOULLADE, M. (eds), *Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (S-E de la France)* (CNRS), Paris, 6, p. 110-126.
- MOULLADE M. (1984). - Intérêt des petits foraminifères benthiques "profonds" pour la biostratigraphie et l'analyse des paléoenvironnements océaniques mésozoïques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 6, p. 429-464.

- MULLINS H. T. (1983) - Comments and reply on "Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites". *Geology*, 11, p. 57-58.
- MUTTERLOSE J. (1992). - Biostratigraphy and palaeobiogeography of Early Cretaceous calcareous nannofossils. *Cret. Res.*, 13, p. 167-189.
- NAGAO S. & NAKASHIMA S. (1992). - The factors controlling vertical color variations of North Atlantic Madeira Abyssal Plain sediments. *Mar. Geol.*, 109, p. 83-94.
- NIKOLOV T. (1965). - Etages, sous-étages et zones d'ammonites du Crétacé inférieur en Bulgarie du Nord. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 34, p. 803-817.
- NOEL D. (1968). - Nature et genèse des alternances de marnes et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (Fosse vocontienne, Basses Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, D, p. 1223-1225.
- OBA T. (1969). - Biostratigraphy and isotopic paleotemperature of some deep-sea cores from the Indian Ocean. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geology)*, 41, p. 129-195.
- ODIN G. S. & ODIN C. (1990). - Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, 35, p. 12-21.
- OGG J. G., HAGGERTY J. & SARTI M. (1987). - Lower Cretaceous pelagic sediments of Deep Sea Drilling Project Site 603, western North Atlantic : a synthesis. In : VAN HINTE J., WISE S. W. et al. (eds), *Init. Repts DSDP* (U. S. Government Printing Office), Washington, 93, p. 1305-1331.
- OGG J. G. & LOWRIE W. (1986). - Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary. *Geology*, 14, p. 547-550.
- OGG J. G., ROBERTSON A. H. F. & JANSAN L. F. (1983). - Jurassic sedimentation history of site 534 (western north Atlantic) and of the Atlantic-Tethys seaway. In : SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M. et al. (eds), *Init. Repts DSDP*. (U.S. Govt. printing Office), Washington, 76, p. 829- 884.
- OGG J. G. & STEINER M. B. (1988). - Late Jurassic and Early Cretaceous magnetic polarity time scale. *2nd Int. Symp. Jurassic Strat.*, Lisboa, p. 1125-1138.
- OLAUSSEN E. (1965). - Evidence of climatic changes in North Atlantic deep-sea cores with remarks on isotopic paleotemperature analysis. *Porogr. Oceanogr.*, 3, p. 221-252.
- OLIVET J. L., BONIN J., BEUZART P. & AUZENDE J. M. (1984). - Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Rapports scientifiques et techniques CNEXO*, 54, p. 1-108.
- OLSEN P. (1986). - A 40 million year lake record of early mesozoic orbital climatic forcing. *Science*, 234, p. 842-848.
- PANNETIER W., COTILLON P. & LAMBERT B. (1991). - Contrôle climato-eustatique de la sédimentation quaternaire dans les bassins au large de la Nouvelle-Calédonie (SW Pacifique). *Doc. & Trav. IGAL*, Paris, 15, p. 87-92.
- PARK J. & HERBERT T. D. (1987). - Hunting for paleoclimatic periodicities in a sedimentary series with uncertain time scale. *J. Geophys. Res.*, 92, p. 14,027-14,040.
- PESTIAUX P., VAN DER MERSCH I. & BERGER A. L. (1988). - Paleoclimatic variability at frequencies ranging from 1 cycle per 10 000 years to 1 cycle per 1 000 years : evidence for nonlinear behaviour of the climatic system. *Climatic Change*, 12, p. 9-37.
- PETERSON L. C. & PRELL W. L. (1985). - Carbonate dissolution in the Recent sediments of eastern equatorial Indian Ocean : Preservation patterns and carbonate loss above the lysocline. *Mar. Geol.*, 64, p. 259-290.
- PREMOLI SILVA I., ERBA E. & TORNAGHI M. E. (1989). - Paleoenvironmental signals and changes in surface fertility in mid Cretaceous Corg-rich pelagic facies of the Fucoïd marls (Central Italy). *Geobios, Mém. spéc.*, 11, p. 225-236.

- PRINGLE M. S. (1992). - Radiometric ages of basaltic basement recovered at Sites 800, 801, and 802, Leg 129, western Pacific Ocean. In : LARSON R. L., LANCELOT Y., FISCHER A. & WINTERER E. L. (eds), *Init. Repts ODP (Scientific Results)* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 129, p. 389-404.
- RAISWELL R. (1988). - Chemical model for the origin of minor limestone-shale cycles by anaerobic methane oxidation. *Geology*, 16, p. 641-644.
- RAWSON P. F. (1983). - The Valanginian to Aptian stages. Current definitions and outstanding problems. *Zittelania*, 10, p. 493-500.
- RAWSON P. F. & RILEY L. A. (1982). - Latest Jurassic-Early Cretaceous events and the "Late Cimmerian unconformity" in North Sea area. *AAPG*, 66, p. 2628-2648.
- RENEVILLE P. D. & RAYNAUD J. F. (1981). - Palynologie du stratotype du Barrémien. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 5, p. 1-29.
- RICKEN W. (1986). - Diagenetic bedding. A model for marl-limestone alternations. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 6, p. 1-210.
- RIO M., FERRY S. & COTILLON P. (1989). - Périodicités dans les séries pélagiques alternantes et variations de l'orbite terrestre. Exemple du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 309, p. 73-79.
- ROBERTSON A. H. F. & BLIEFNICK D. M. (1983). - Sedimentology and origin of Lower Cretaceous pelagic carbonates and redeposited clastics, Blake-Bahama formation deep sea drillin project site 534, western equatorial Atlantic. In : SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M. *et al.* (eds), *Init. Repts DSDP*. (U.S. Govt. printing Office), Washington, 76, p. 795-828.
- ROTH P. H. (1983). - Jurassic and Lower Cretaceous calcareous nannofossils in the western North Atlantic (Site 534) : biostratigraphy, preservation and some observations on biogeography and paleoceanography. In : SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M. *et al.* (eds), *Init. Repts DSDP*. (U.S. Govt. printing Office), Washington, 76, p. 587-621.
- RUDDIMAN W. F. & MCINTYRE A. (1984). - Ice-age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean, 40°N to 63°N. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95, p. 381-396.
- RUDDIMAN W. F., RAYMO M. & MCINTYRE A. (1986). - Matuyama 41, 000-year cycles : North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, p. 117-129.
- RUFFELL A. H. (1991). - Sea-level events during the Early Cretaceous in Western Europe. *Cret. Res.*, 12, p. 527-551.
- RUFFELL A. H. & BATTEN D. J. (1990). - The Barremian-Aptian aride phase in western Europe. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 80, p. 197-212.
- SARTI M. & VON RAD U. (1987). - Early Cretaceous turbidite sedimentation at DSDP Project Site 603, off Cape Hatteras (Leg 93). In : VAN HINTE J., WISE S. W. *et al.* (eds), *Init. Repts DSDP* (U. S. Government Printing Office), Washington, 93, p. 891-940.
- SAVOSTIN L. A., SIBUET J. C., ZONENSHAIN L. P., LE PICHON X. & ROULET M. J. (1986). - Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, p. 1-35.
- SCHLAGER W. (1989). - Drowning unconformities on carbonate platforms. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Pub*, 142, p. 15-25.
- SCHLAGER W., BUFFLER R. T., ANGSTADT D. & PHAIR R. (1984). - Geologic history of the southeastern Gulf of Mexico. In : SCHLAGER W., BUFFLER R. T. *et al.* (eds), *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 77, p. 715-738.
- SCHLAGER W., BUFFLER R. T. *et al.* (1984). - *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 77, 747 p.

- SCHWARZACHER W. (1975). - Sedimentation models and quantitative stratigraphy. (Elsevier), New York, 382 p.
- SCHWARZACHER W. (1987). - The analysis and interpretation of stratification cycles. *Paleoceanography*, 2, p. 79-95.
- SCHWARZACHER W. (1989). - Milankovitch cycles and the measurement of time. *Terra Nova*, 1, p. 405-408.
- SCHWARZACHER W. & FISCHER A. G. (1982). - Limestone-shale bedding and perturbation of the Earth's orbit. In : EINSELE G. & SEILACHER A. (eds), *Cyclic and Event Stratification* (Springer-Verlag), Berlin, p. 72-95.
- SCLATER J. G., HELLINGER S. & TAPSCOTT C. (1977). - The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present. *J. Geol.*, 85, p. 509-552.
- SCLATER J. G., JAUPART C. & GALSON D. (1980). - The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, p. 269-311.
- SEIBOLD E. (1952). - Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. *N. Jb. Geol. Abh.*, 95, p. 337-370.
- SHACKLETON N. J. & OPDYKE N. D. (1973). - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238 : oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quat. Res.*, 3, p. 39-55.
- SHERIDAN R. E. (1978). - Structure, stratigraphy, and petroleum potential of the Blake Plateau. *Offshore Technol. Conf. Proc. Houston, Texas*, p. 363-368.
- SHERIDAN R. E. (1983). - Phenomena of pulsation tectonics related to the breakup of the eastern north american continental margin. In : SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M. *et al.* (eds), *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. printing Office), Washington, 76, p. 897-909.
- SHERIDAN R. E., CROSBY J. T., BRUAN G. M. & STOFFA P. L. (1981). - Stratigraphy and structure of the southern Blake Plateau, northern Florida Straits, and northern Bahama Platform. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 65, p. 2571-2593.
- SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M. *et al.* (1983). - Site 534 : Blake-Bahama basin. In : SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M. *et al.* (eds), *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. printing Office), Washington, 76, p. 141-340.
- SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M. & PARTY S. S. (1982). - "Early history of the Atlantic Ocean and gas - hydrates on the Blake Outer Ridge". Results of the deep-sea drilling project leg. 76. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, p. 876-885.
- SHERIDAN R. E. *et al.* (1983). - *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 76, 947 p.
- SHERIDAN R. E., PASTOURET L. & MOSDITCHIAN G. (1978). - Seismic stratigraphy and related lithofacies of the Blake-Bahama Basin. In : BENSON W. E., SHERIDAN R. E. *et al.* (eds), *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 44, p. 529-546.
- SHORT D. A., MENGEL J. G., CROWLEY T. J., HYDE W. T. & NORTH G. R. (1991). - Filtering of Milankovitch Cycles by Earth's Geography. *Quat. Res.*, 35, p. 157-173.
- SPITALER R. (1921). - Das Klima des Eiszeitalters.
- SUMMERHAYES C. P. & MASRAN T. C. (1983). - Organic geochemical character of some Deep Sea Drilling Project site 534 in the blake-bahama basin, western North Atlantic. In : SHERIDAN R. E., GRADSTEIN F. M., *et al.* (eds), *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 76, p. 469-480.
- TAPPAN H. (1980). - The Paleobiology of Plant Protists. (Freeman), San Francisco, 1028 p.
- TEN KATE W. G. H. Z. & SPRENGER A. (1992). - Rhythmicity in deep-water sediments, documentation and interpretation by pattern and spectral analysis. (Drukkerij Elinkwijk B. V.), Utrecht, 244 p.

- THIERSTEIN H. R. (1973). - Lower Cretaceous Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. *Abh. Geol. Bund.*, 29, p. 1-52.
- TUCHOLKE B. E. & VOGT P. R. (1979). - Western North Atlantic : sedimentary evolution and aspects of tectonic history. In : TUCHOLKE B.E., VOGT P. R., *et al.* (eds), *Init. Repts DSDP* (U.S. Govt. Printing Office), Washington, 43, p. 791-825.
- TYSON R. V. & FUNNELL B. M. (1990). - European Cretaceous Shorelines, Stage by Stage. In : GINSBURG R. N. & BEAUDOIN B. (eds), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, p. 237-272.
- UCHUPI E. (1975). - Physiography of the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. In : NAIRN A. E. M. & STEHLI F. G. (eds), *The Ocean Basins and Margins* (Plenum Press), New-York, 3, p. 1-53.
- ULRICH T. J. & BISHOP T. N. (1975). - Maximum entropy spectral analysis and autoregressive decomposition. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, p. 183-200.
- VAIL P. R., AUDEMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PEREZ-CRUZ C. (1991). - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In : EINSELE G. & SEILACHER A. (eds), *Cycles and Events in stratigraphy* (Springer-Verlag), Berlin, Heidelberg, New York, p. 617-659.
- VAIL P. R., COLIN J. P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIIVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 8, p. 1301-1321.
- VAN HOUTEN F. B. (1964). - Cyclic lacustrine sediment Upper Triassic Lockatong Formation, Central New Jersey and adjacent Pennsylvania. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, p. 497-531.
- VANSTEELANT M. L. (1989). - La vacuité des sédiments biogènes carbonatés : Morphologie, Granulométrie et relation avec les réflecteurs sismiques. Application à deux forages océaniques (DSDP 586-ODP 709). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 187 p.
- VATAN A. (1967). - Manuel de Sédimentologie. (Technip), Paris, 397 p.
- VOGT P. R., ANDERSON C. N. & BRACEY D. R. (1971). - Mesozoic magnetic anomalies, sea floor spreading and geomagnetic reversals in the southwestern North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 4796-4823.
- VOLAT J. L., PASTOURET L. & VERGNAUD-GRAZZINI C. (1980). - Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep sea cores : a review. *Mar. Geol.*, 34, p. 1-28.
- WALTHER M. (1982). - A contribution to the Origin of Limestone-Shale Sequences. In : EINSELE G. & SEILACHER A. (eds), *Cyclic and Event Stratification* (Springer-Verlag), Berlin, Heidelberg, New York, p. 113-120.
- WEEDON G. P. (1989). - The detection and illustration of regular sedimentary cycles using Walsh power spectra and filtering, with examples from the Lias of Switzerland. *J. Geol. Soc. Lond.*, 146, p. 133-144.
- WEEDON G. P. (1991). - The Spectral Analysis of Stratigraphic Time Series. In : EINSELE G. & SEILACHER A. (eds), *Cycles and Events in stratigraphy* (Springer-Verlag), Berlin, Heidelberg, New York, p. 841-854.
- WEEDON G. P. (1993). - The recognition and stratigraphic implications of orbital-forcing of climate and sedimentary cycles. *Sed. Rev.*, 1, p. 31-49.
- WEISSERT H. (1990). - Siliciclasticity in the Early Cretaceous Tethys and North Atlantic Oceans : documents of periodic greenhouse climate conditions. *Mem. Soc. Geol. It.*, 44, p. 59-69.
- WEISSERT H. & LINI A. (1991). - Ice Age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? In : MUELLER D. W., MCKENZIE J. A., & WEISSERT H. (eds), *Controversies in modern Geology* (Academic Press), London, p. 173-191.
- WEISSERT H., MCKENZIE J. A. & CHANNELL J. E. T. (1985). - Natural variations in the carbon cycle during the early Cretaceous. In : SUNDQUIST E. T. & BROECKER W. S. (eds), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂ : Natural Variations Archean to Present* (A. G. U. Monogr.), 32, p. 531-545.

- WORSLEY T. R. & DAVIES T. A. (1979). Sea-level fluctuations and deep-sea Sedimentation rates. *Science*, 203, p. 455-456.

REFERENCES INFORMATIQUES

- VISILOG : version 3.21, copyright Noesis S.A.R.L., 1989.
- STATGRAPHICS : Statistical Graphic System, version 1.2, serial number 756312, copyright 1985 STSC, Inc. and Statistical Graphics Corporation.

ANNEXE 1

LOCALISATION DES COUPES ETUDIEES

Coupe d'ANGLES (Alpes de Haute Provence)

carte de St André les Alpes (1/25000), 3541-W (partie W de la feuille au 1/50000 d'Entrevaux), édition IGN - 1981.

- Situation géographique

On atteint ce profil à partir de la route nationale N207 Barrême-Nice et en empruntant quelques centaines de mètres à l'aval du Pont Julien, la route D33 qui conduit au village d'Angles.

Les affleurements du Berriasien, Valanginien et Barrémien s'observent tout le long du talus amont de la route D33 qui longe sur 600 m environ la rive droite du lac de Castillon.

La coupe du Berriasien est divisée en deux profils (Le Hégarat & Ferry, 1990) : le profil principal (tronçon B) bien visible le long de la D33, peut être complété sur l'autre rive (tronçon A) le long d'un petit sentier, jusqu'à la route N207 où un ensemble de failles interrompt le levé banc à banc (Le Hégarat & Ferry, 1990).

coordonnées début de coupe

x = 936,700 km
y = 3190,300 km
z = 890 m

coordonnées fin de coupe

x = 936,750 km
y = 3190,350 km
z = 890 m

Le banc 170 a été désigné comme base du Valanginien par Busnardo *et al.* (1979) ; il est situé à 75 m environ du carrefour des routes N207 et D33 et est au contact d'une petite faille. La limite supérieure de l'étage est fixée au banc 383 à peu de distance de l'entrée d'un terrain de camping. L'ensemble du Valanginien a été levé et échantillonné en bordure de route.

coordonnées début de coupe

x = 936,775 km
y = 3190,500 km
z = 890 m

coordonnées fin de coupe

x = 937,175 km
y = 3190,850 km
z = 890 m

La coupe du stratotype du Barrémien débute au niveau d'un petit ravin situé à l'Ouest de la cote 981 et se poursuit le long de la route jusqu'à la légère dépression gargasienne (Busnardo, *in* Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963). La limite Hauterivien-Barrémien est caractérisée par une succession de couches de faible épaisseur souvent recouvertes par les éboulis. En raison de cette zone d'invisibilité, cette limite n'a pu être précisée que très récemment par Busnardo & Vermeulen (1986) qui proposent de placer la base du Barrémien au banc 65. Le banc 194 marque la limite supérieure de cette série barrémienne (Ferry *et al.*, 1989).

coordonnées début de coupe

x = 937,650 km
y = 3191,025 km
z = 915 m

coordonnées fin de coupe

x = 938,100 km
y = 3190,900 km
z = 930 m

Coupe de VERGONS (Alpes de Haute Provence)

carte de Castellane (1/25000), 3542-W, (partie W de la feuille au 1/50000 de Castellane), édition IGN - 1981.

- Situation géographique

L'Hauterivien affleure le long de la route nationale N202, entre St Julien du Verdon et Vergons, à environ 1 km à l'Ouest de ce dernier village. Le **banc 09** a été désigné comme base de l'Hauterivien (Londeix, 1990). La barre de l'Hauterivien supérieur bien visible dans la topographie débute le long de la N202 et se poursuit le long du chemin d'Angles jusqu'au **banc 205**.

coordonnées début de coupe

x = 940,425 km

y = 3188,100 km

z = 1010 m

coordonnées fin de coupe

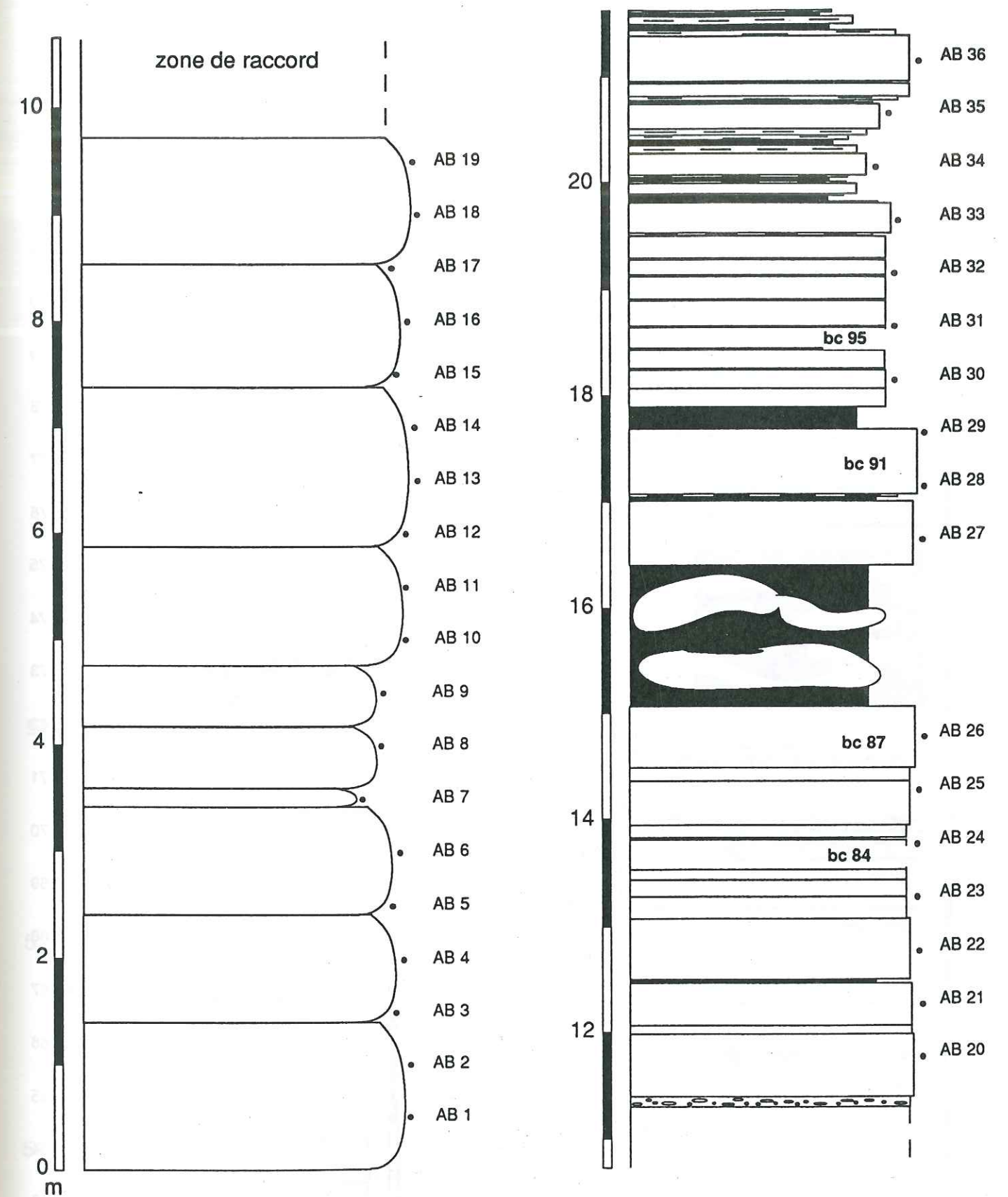
x = 940,915 km

y = 3188,225 km

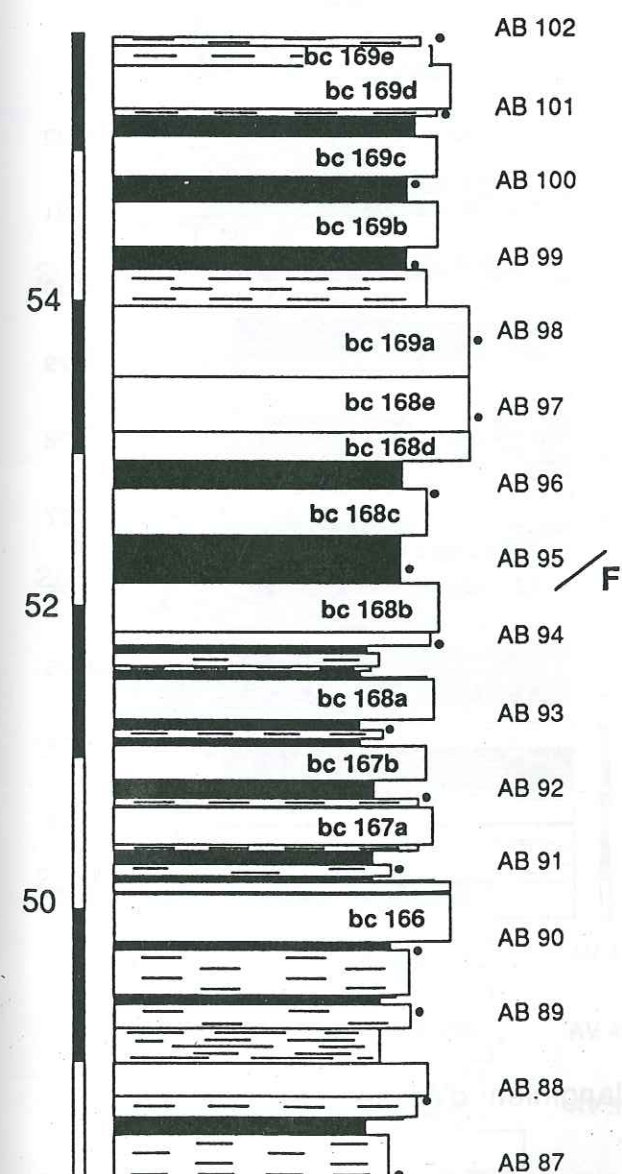
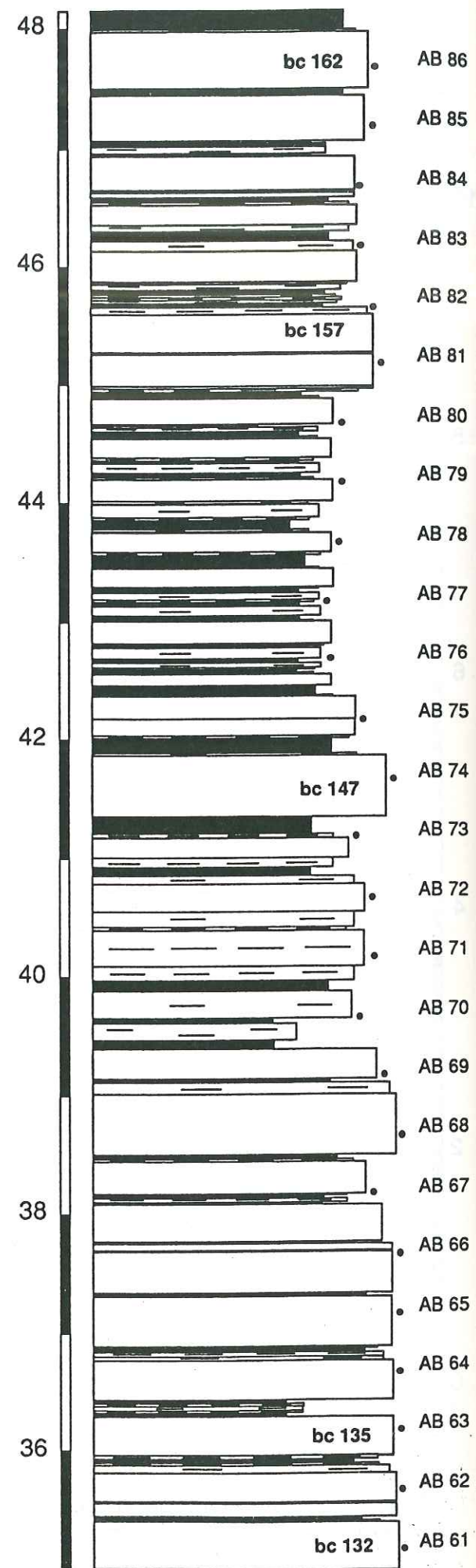
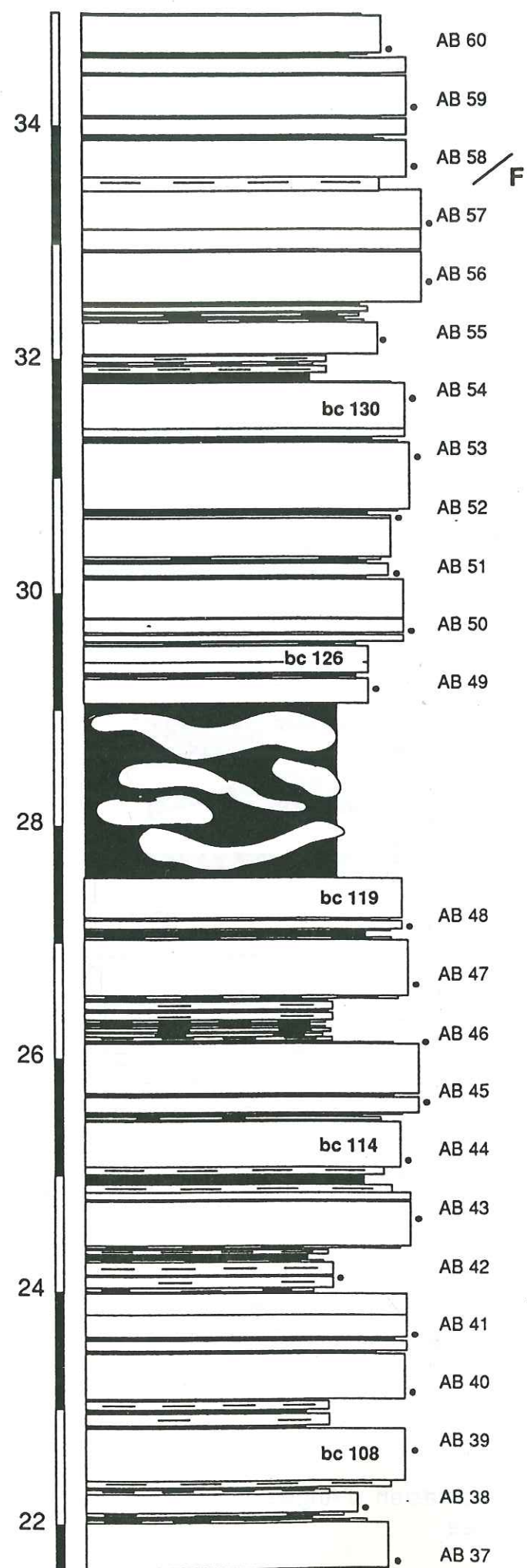
z = 1030 m

ANNEXE 2

BERRIASIEN d'ANGLES

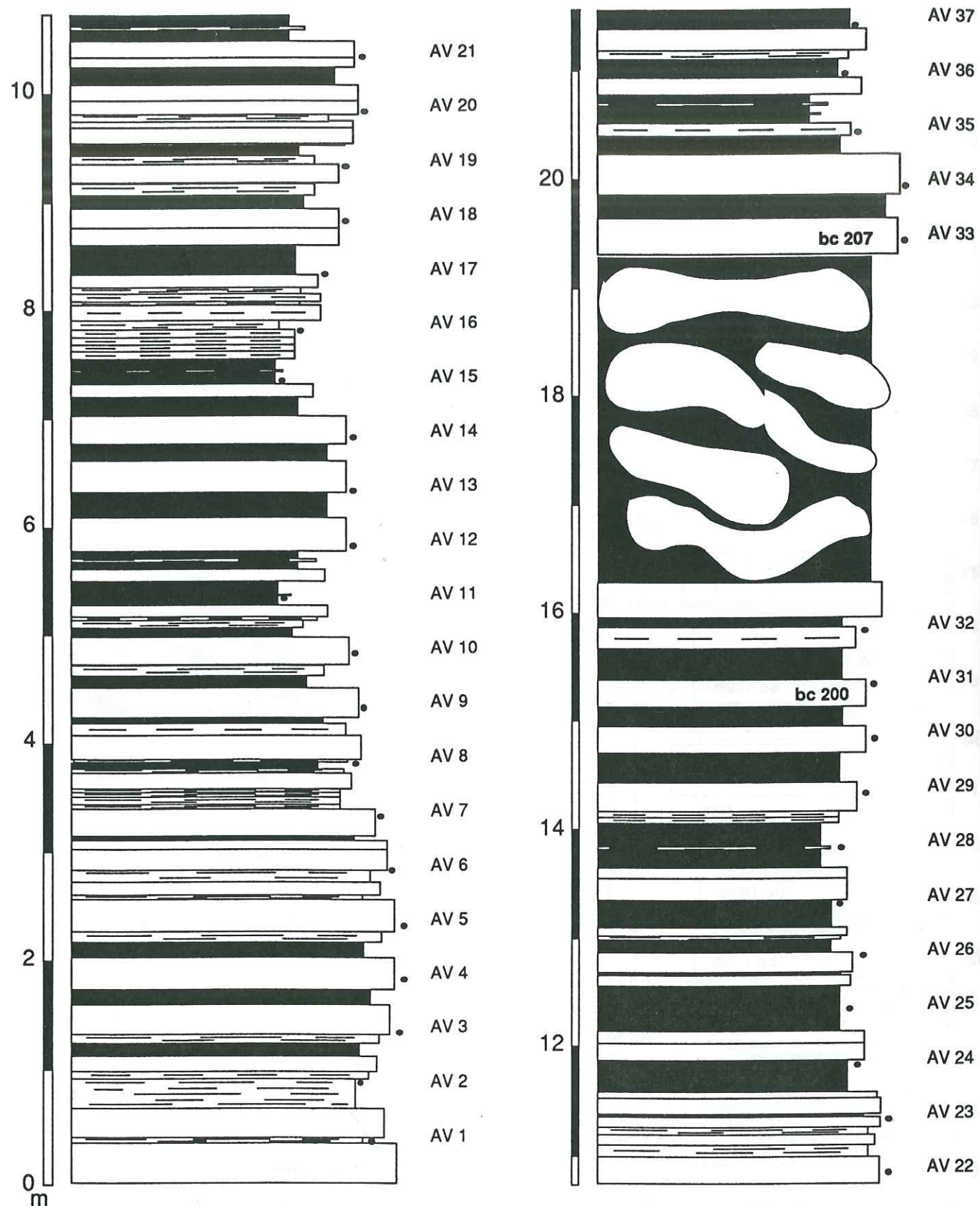


Succession lithologique détaillée (1/50°) du Berriasien d'Angles. La position des échantillons prélevés pour la calcimétrie est indiquée.

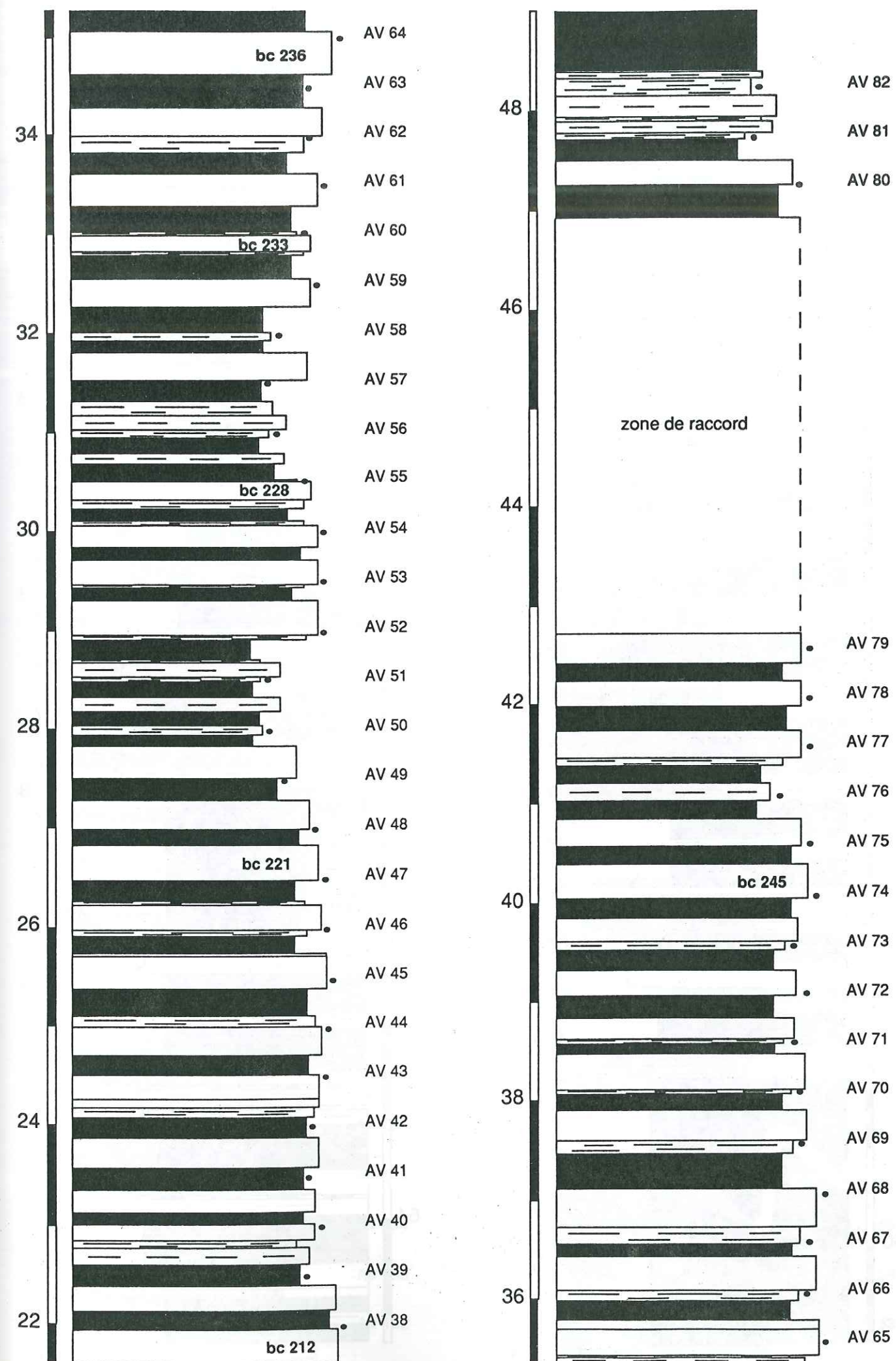


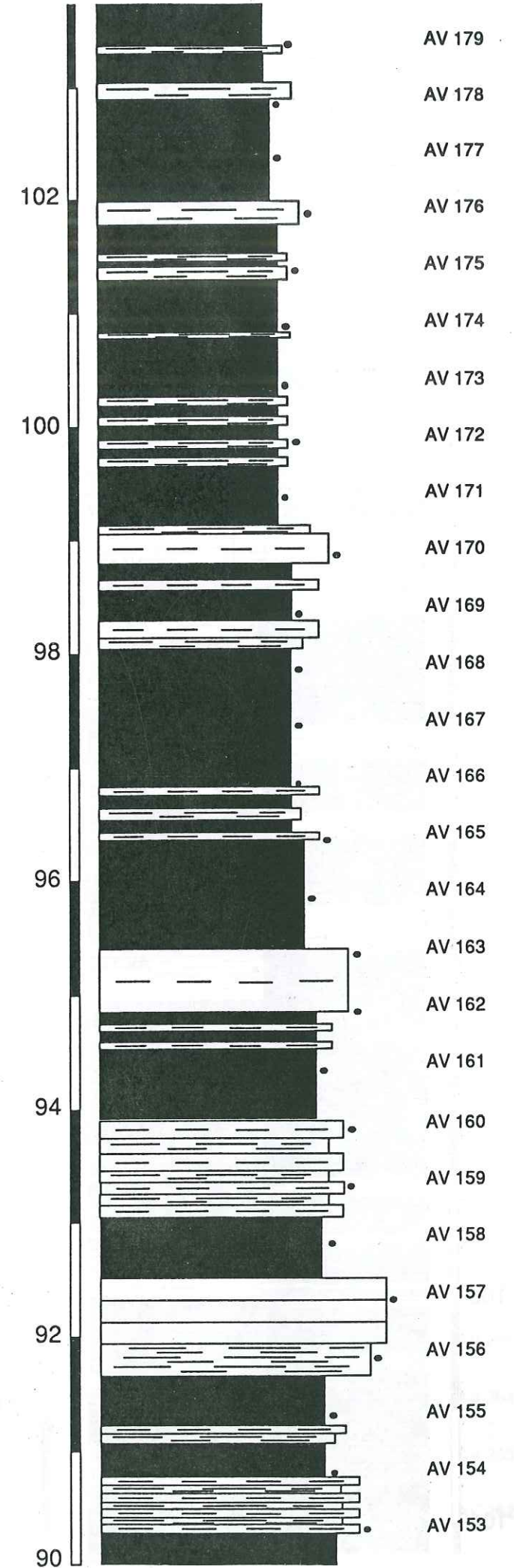
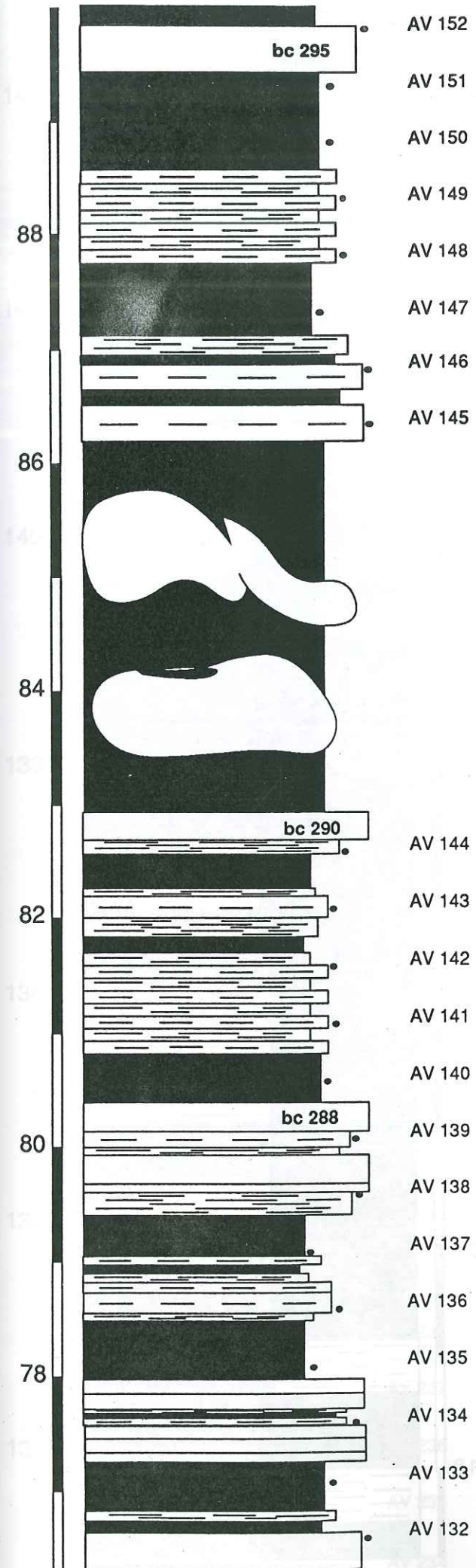
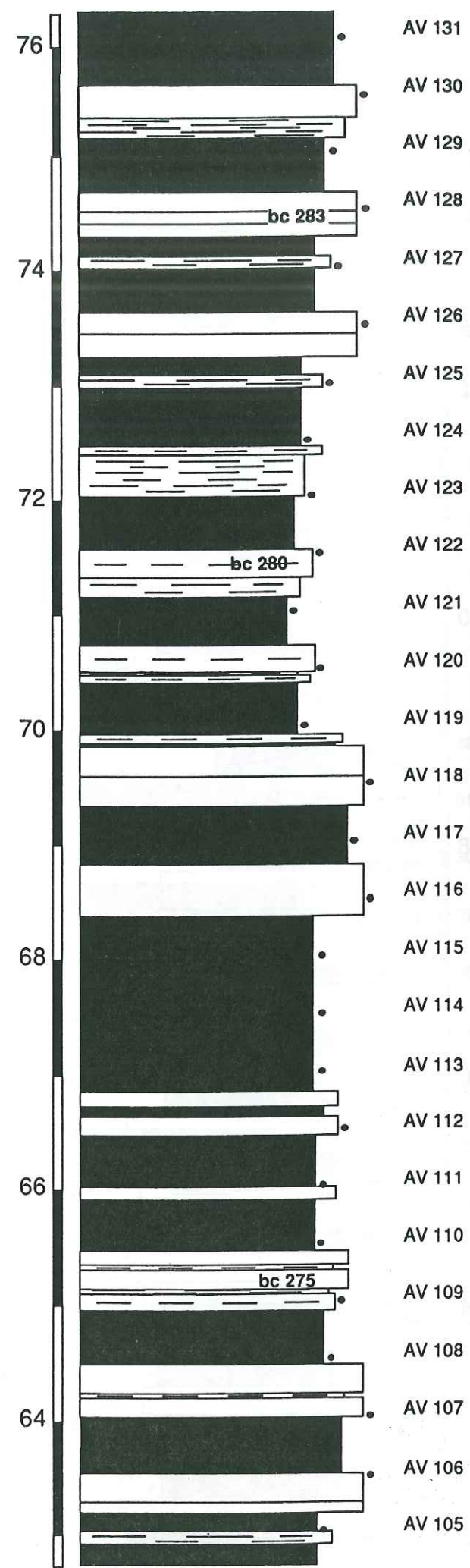
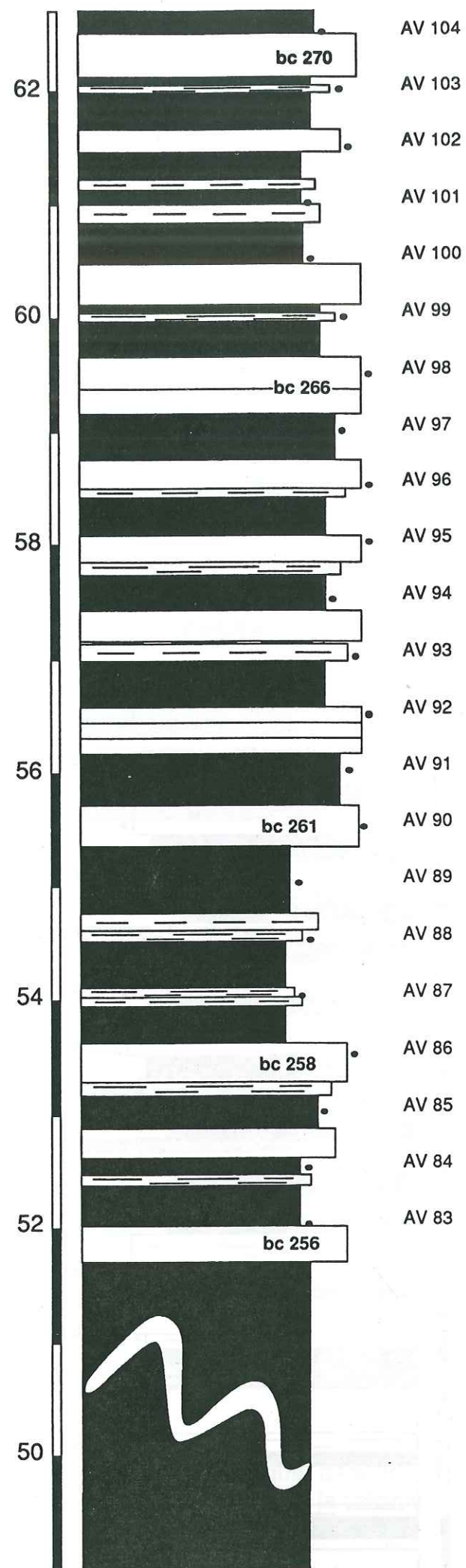
- calcaire en banc massif
- calcaire argileux
- calcaire marneux
- calcaire en banc délité
- marne
- slump
- brèche

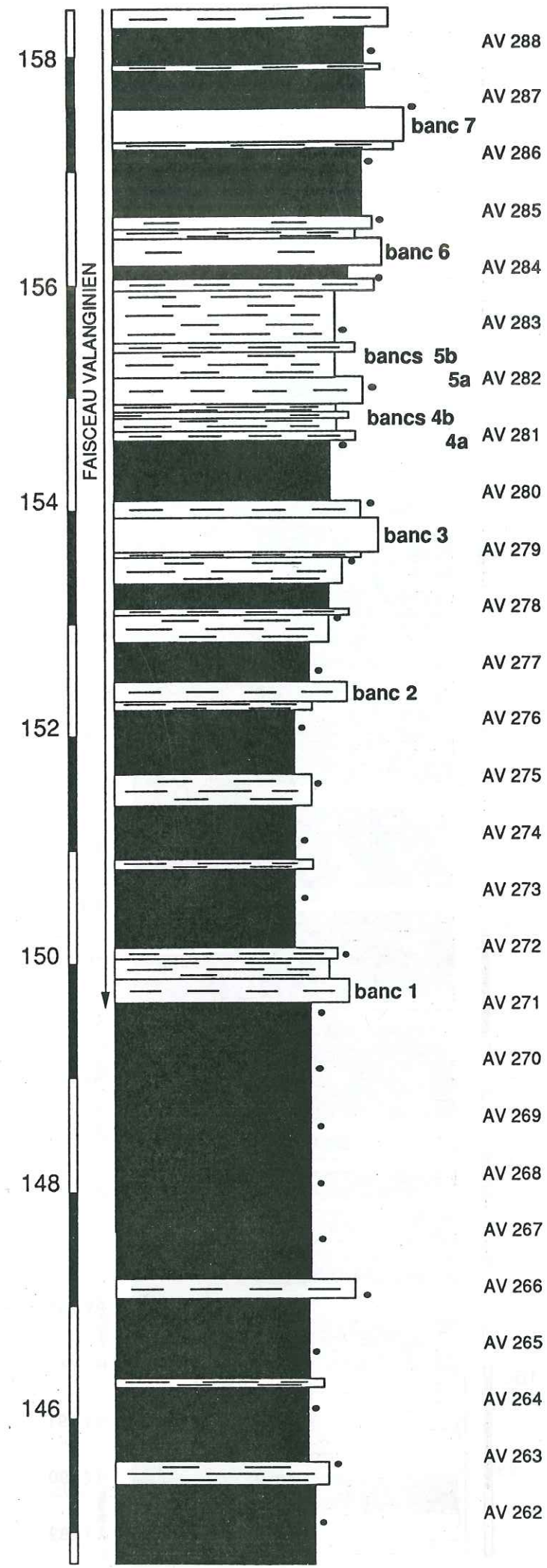
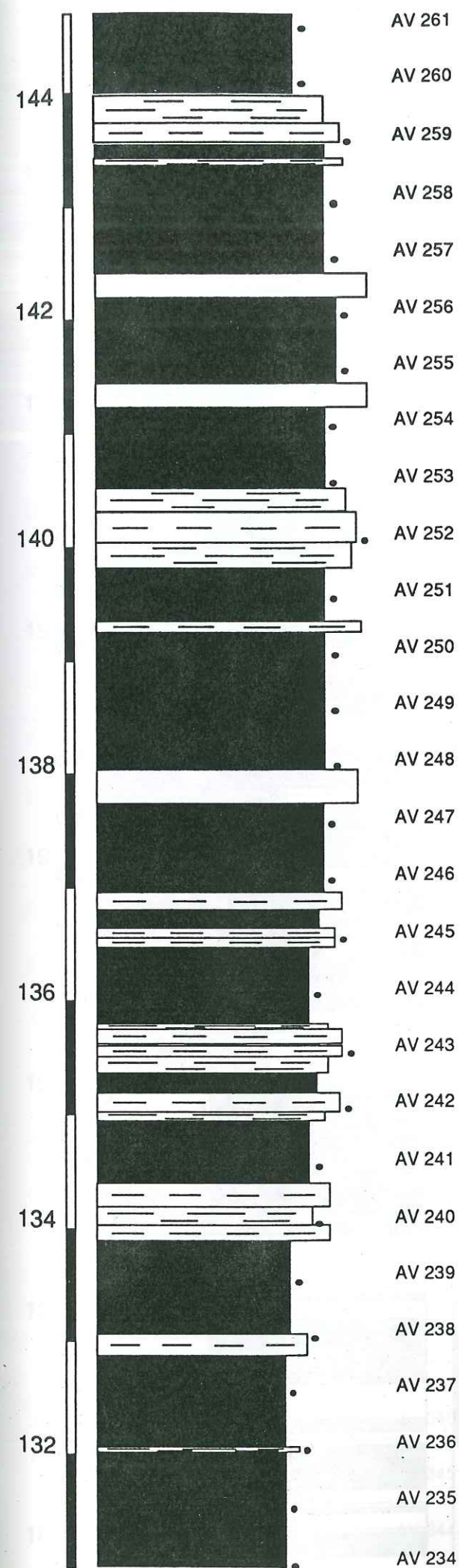
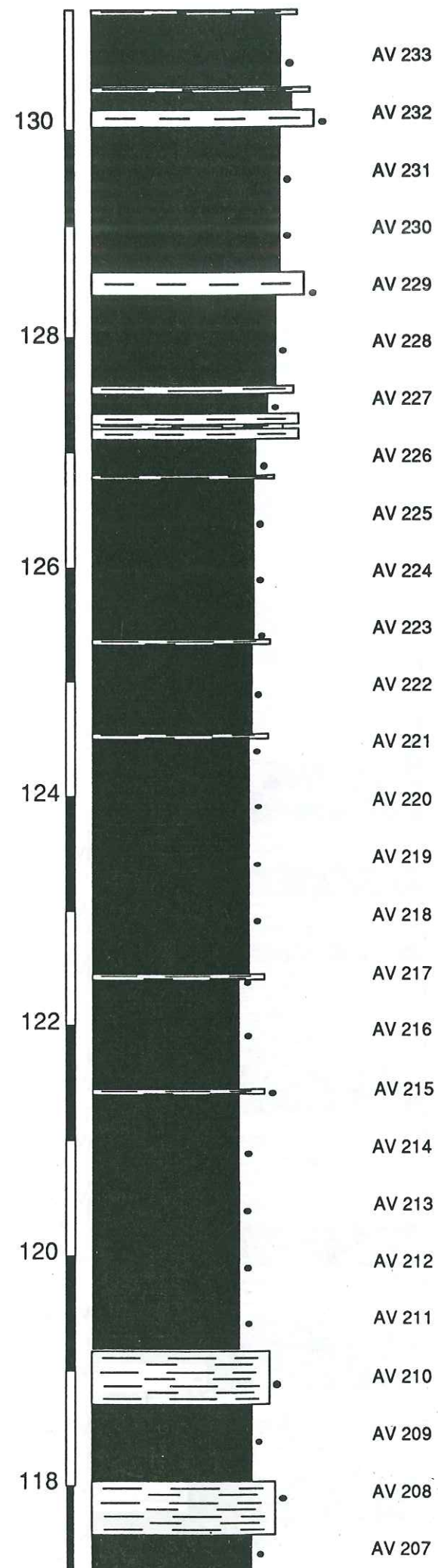
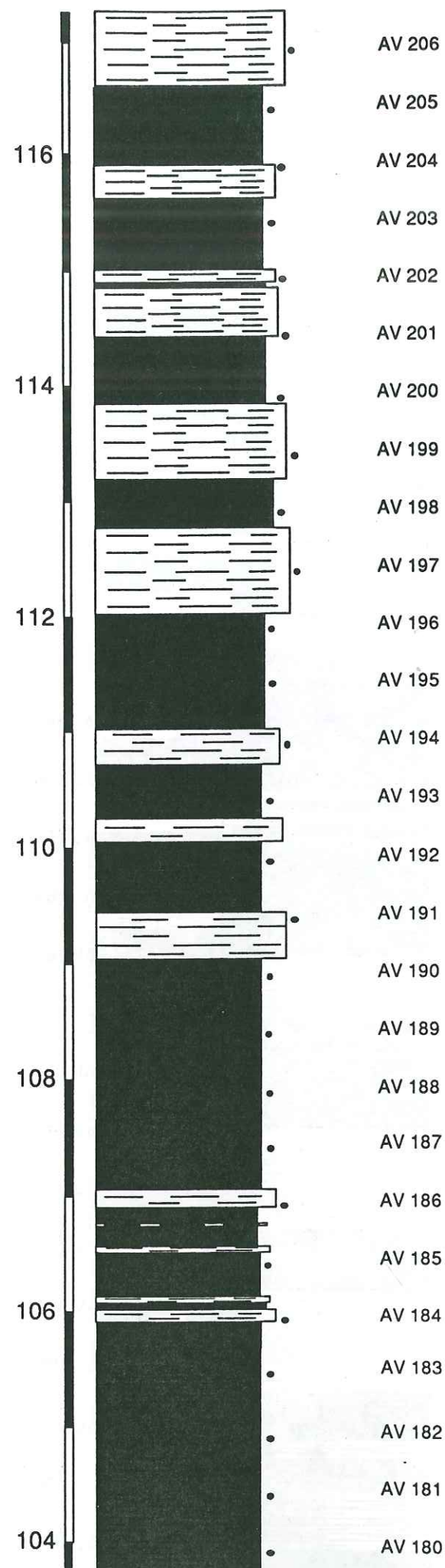
VALANGINIEN d'ANGLES

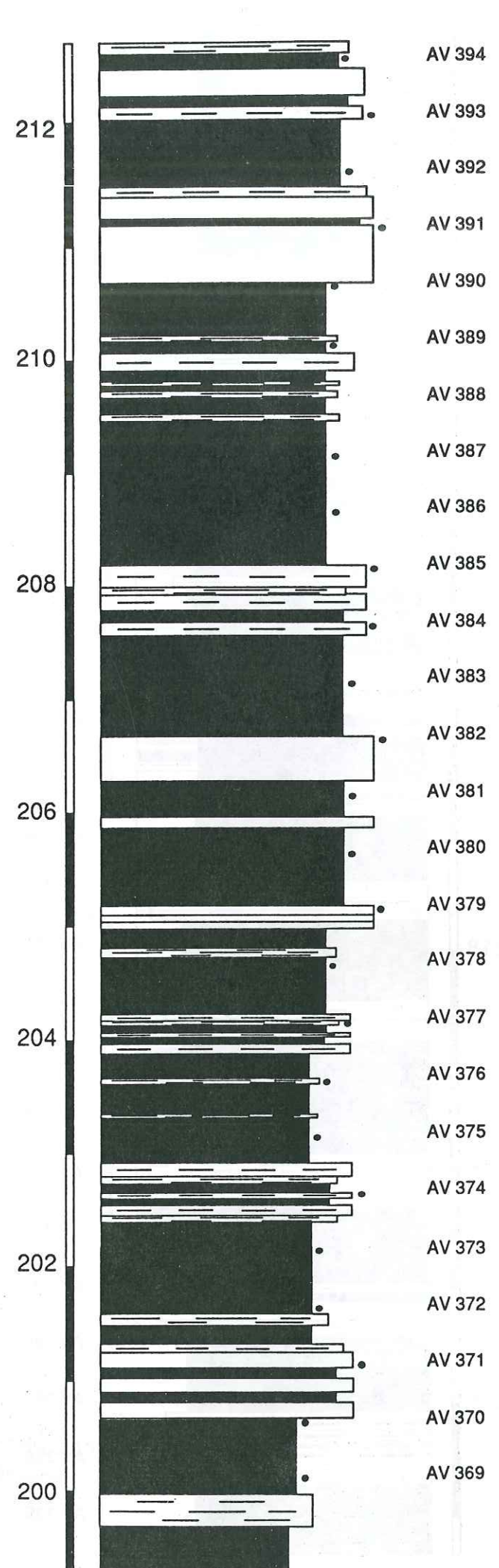
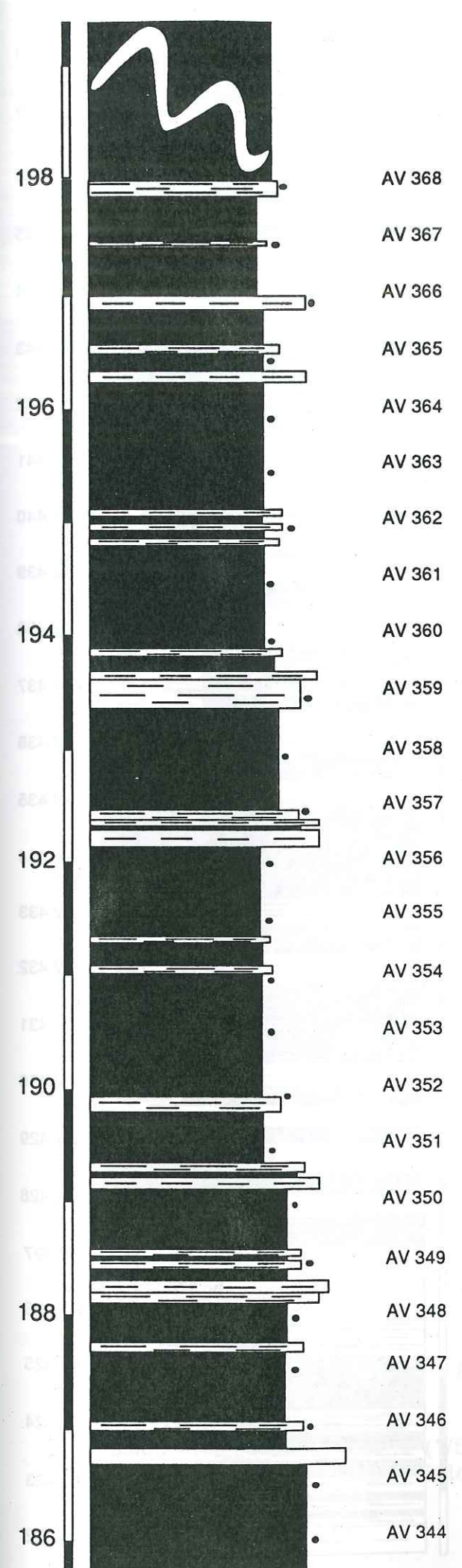
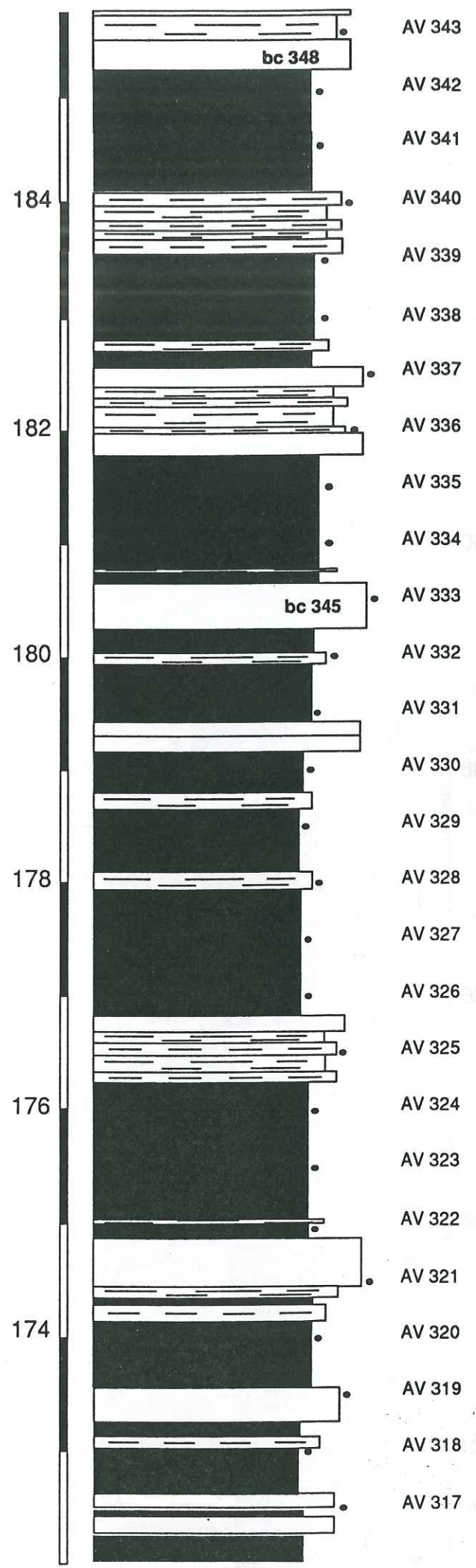
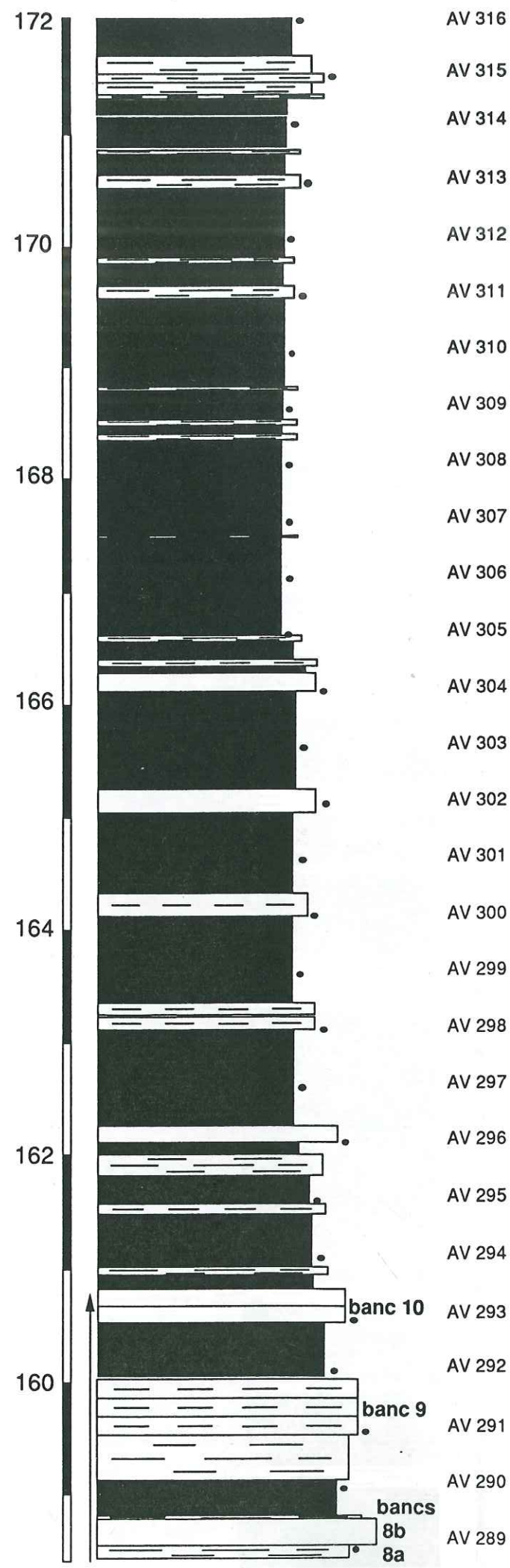


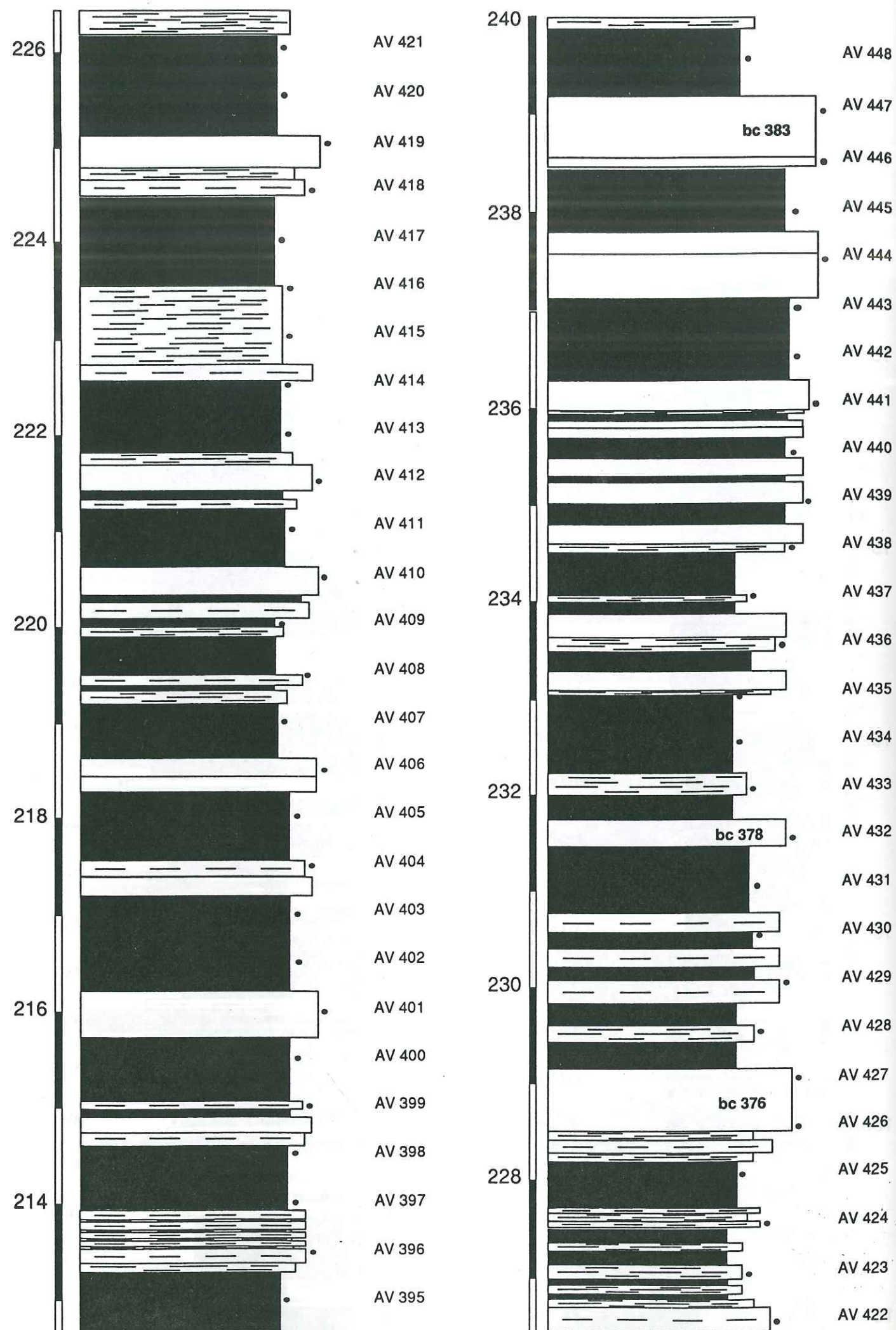
Succession lithologique détaillée (1/50°) du Valanginien d'Angles. La position des échantillons prélevés pour la calcimétrie est indiquée.



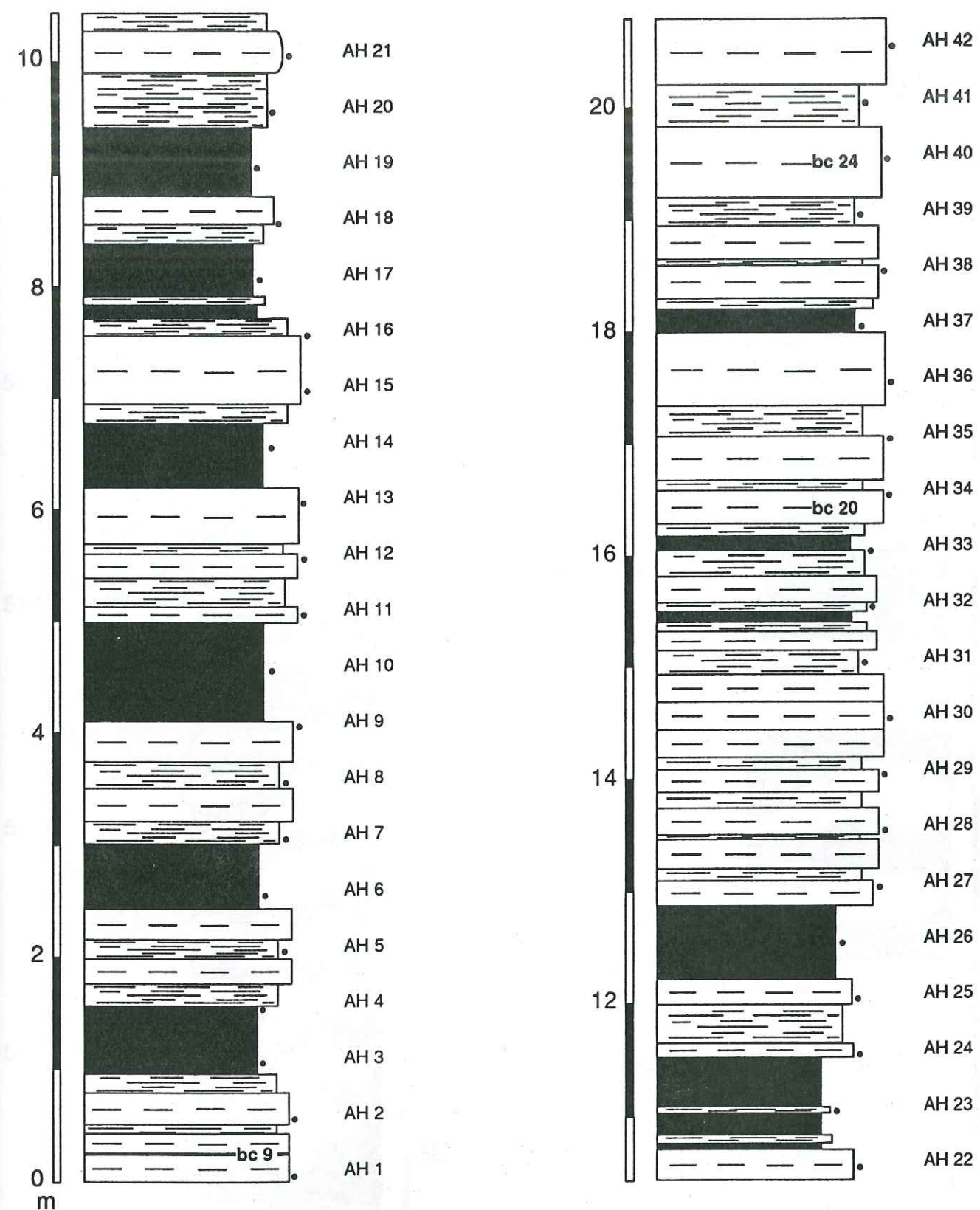




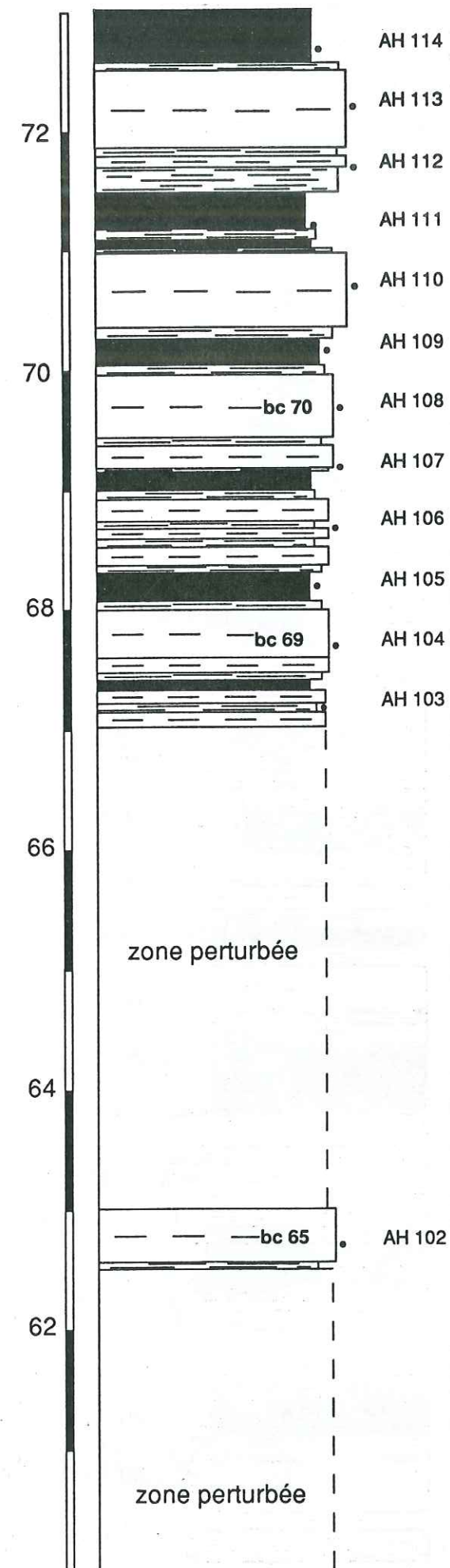
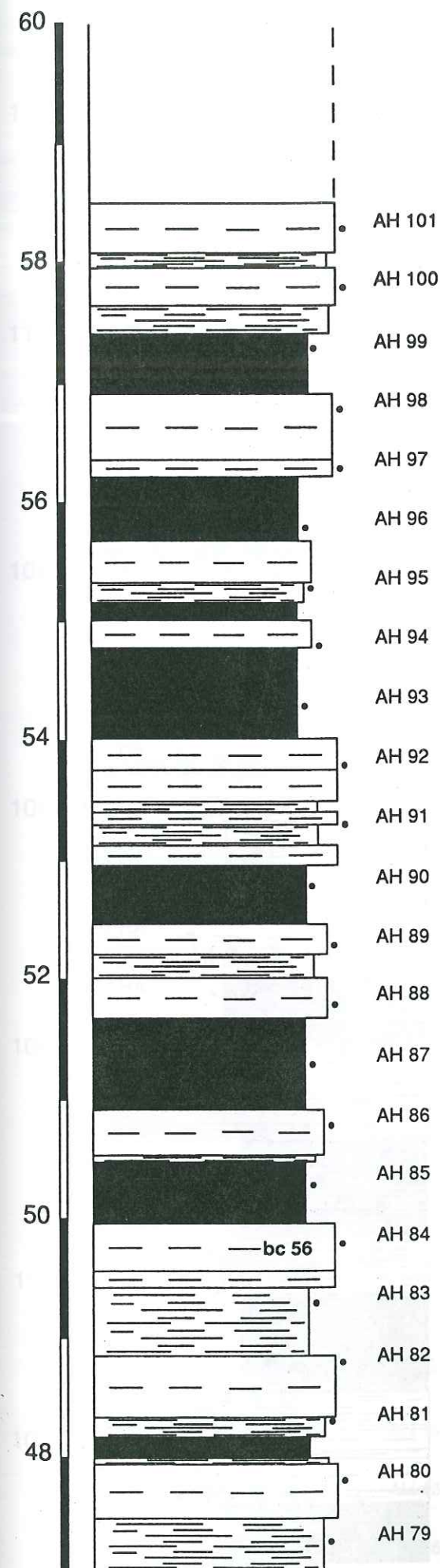
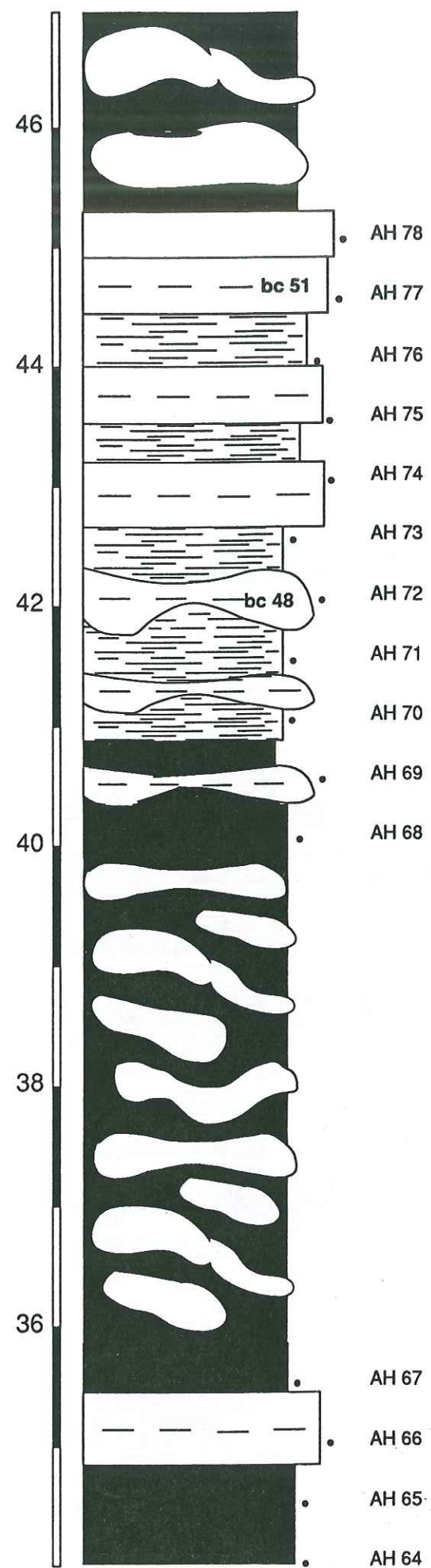
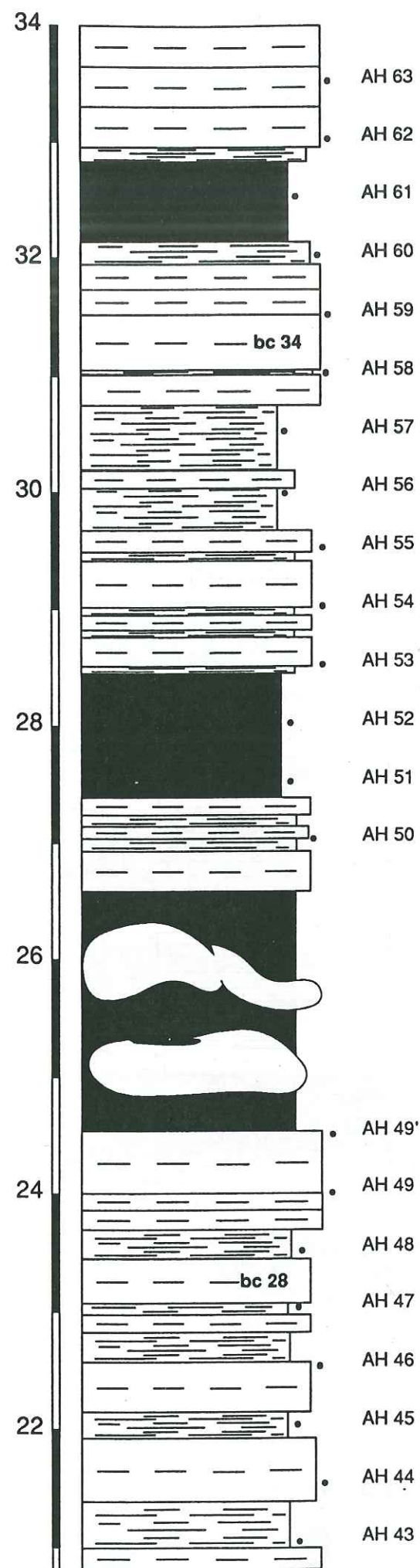


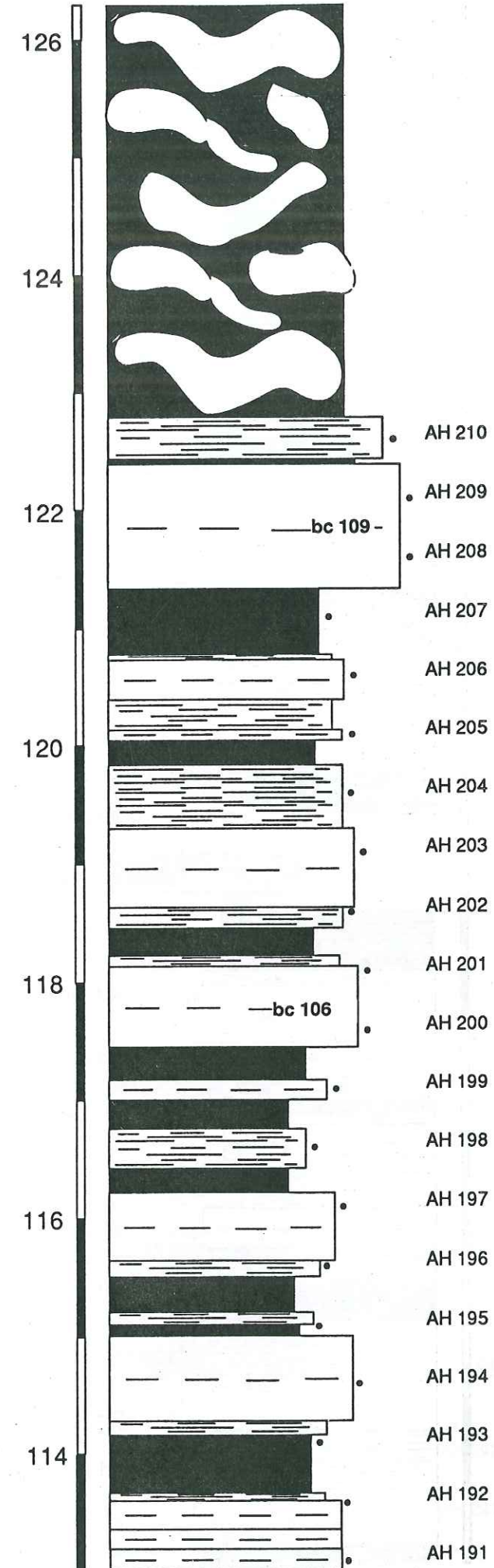
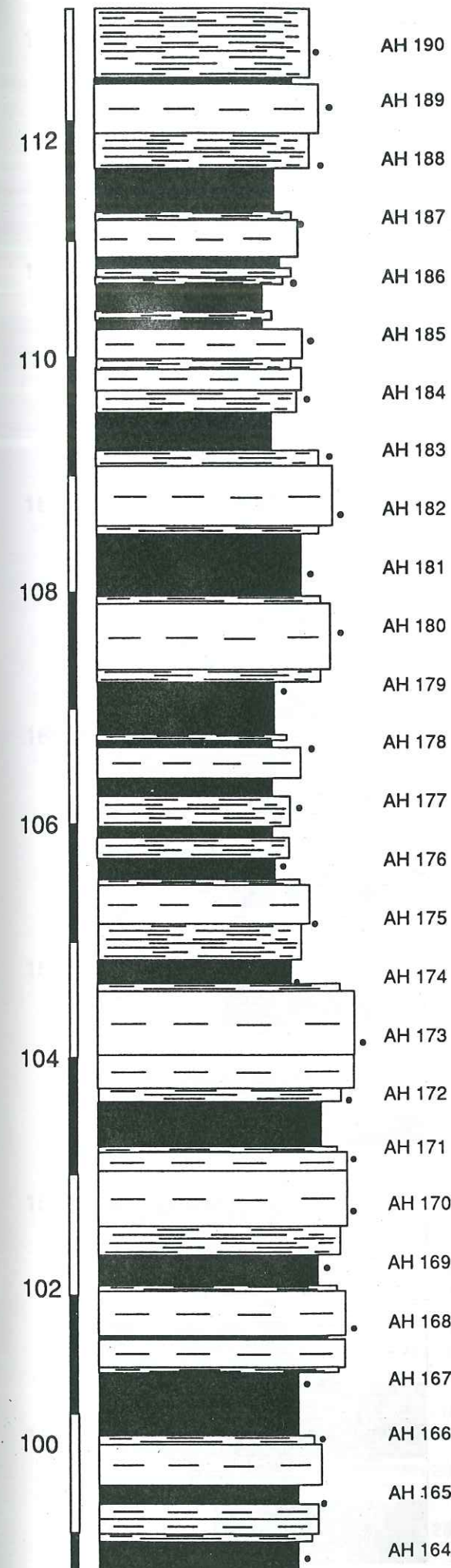
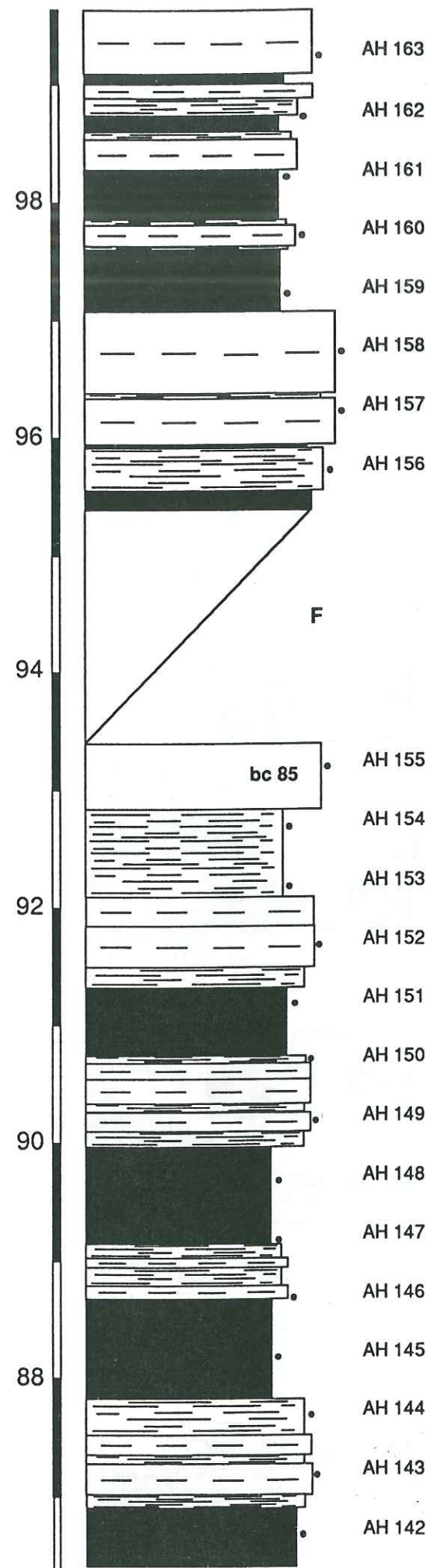
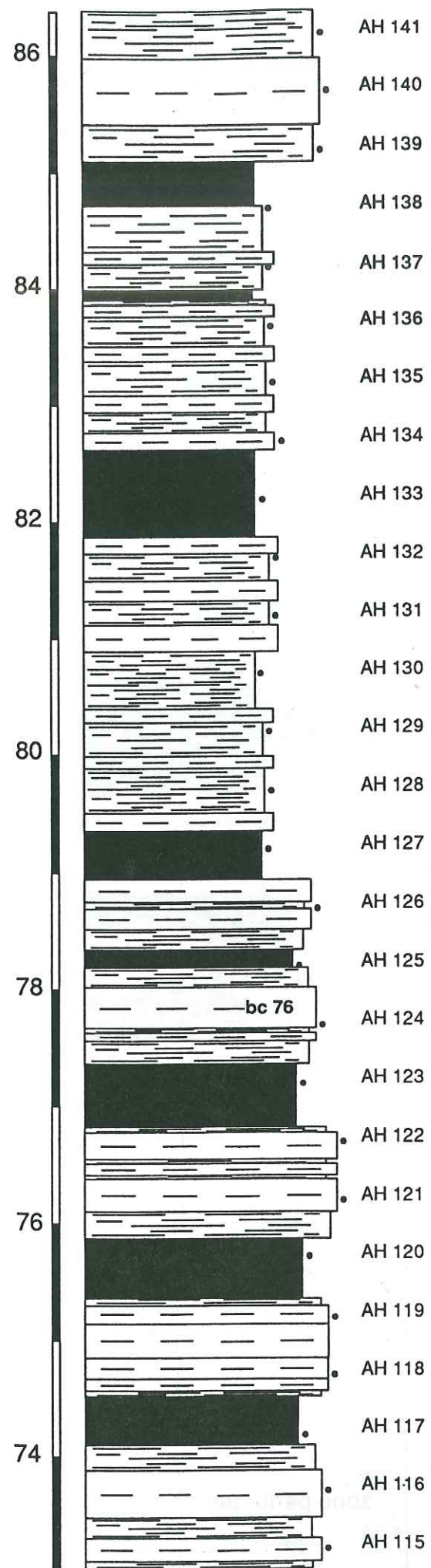


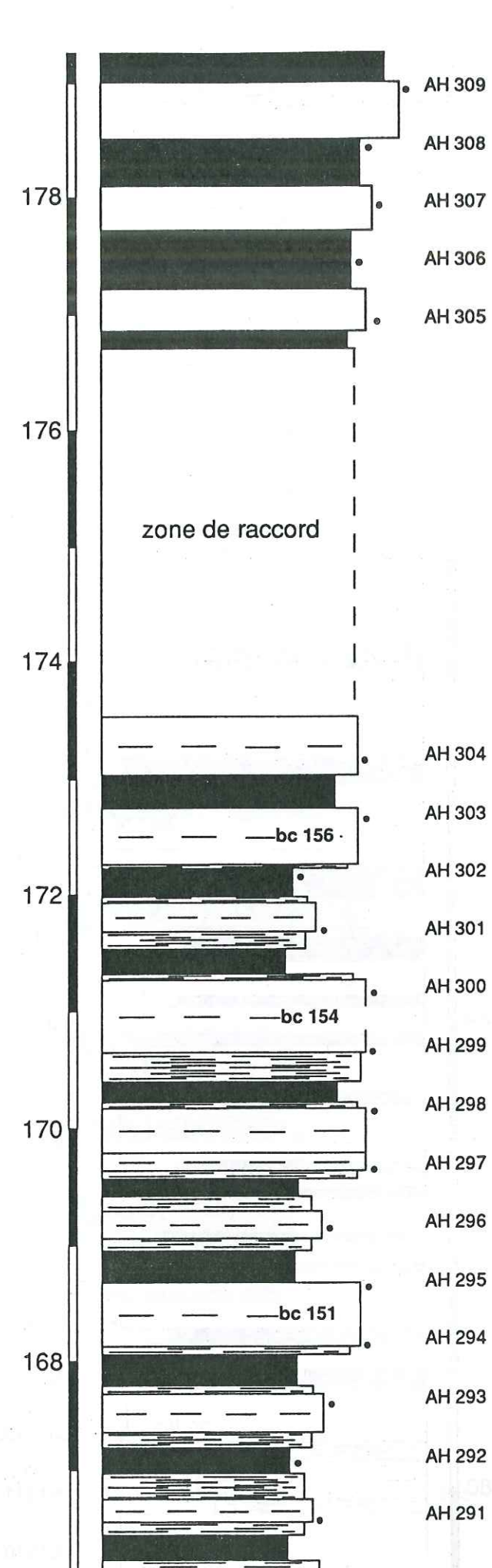
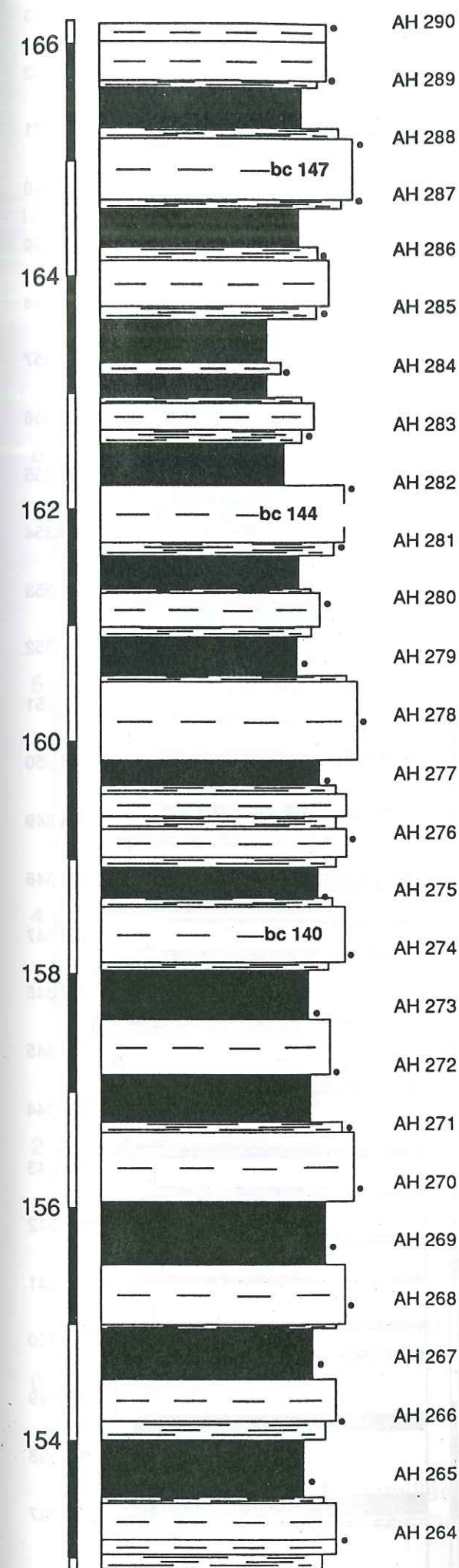
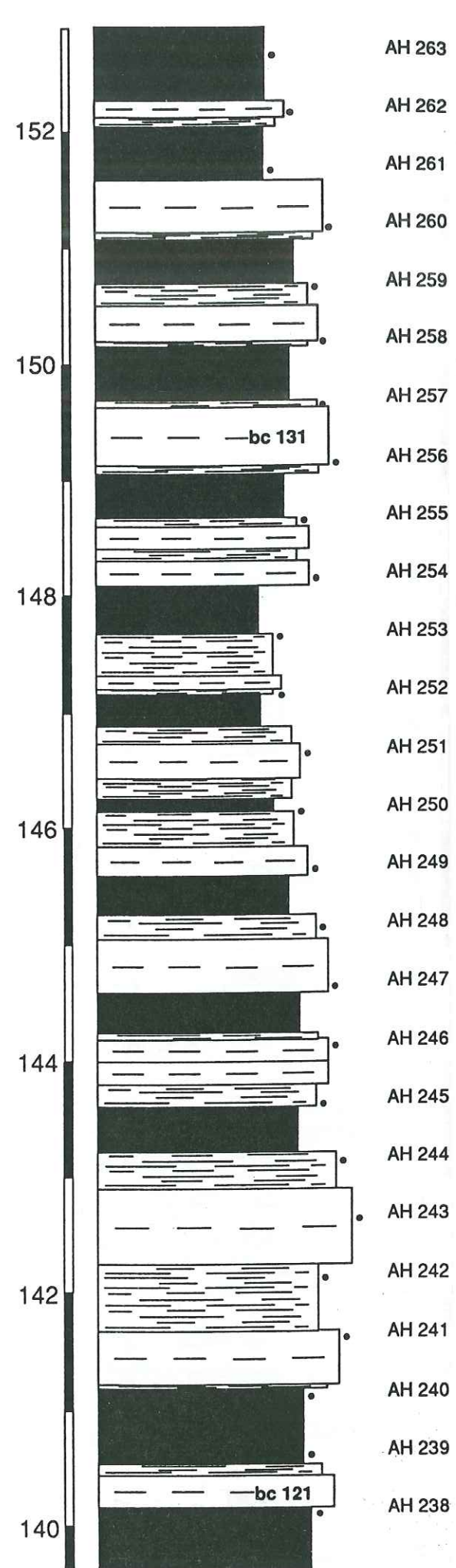
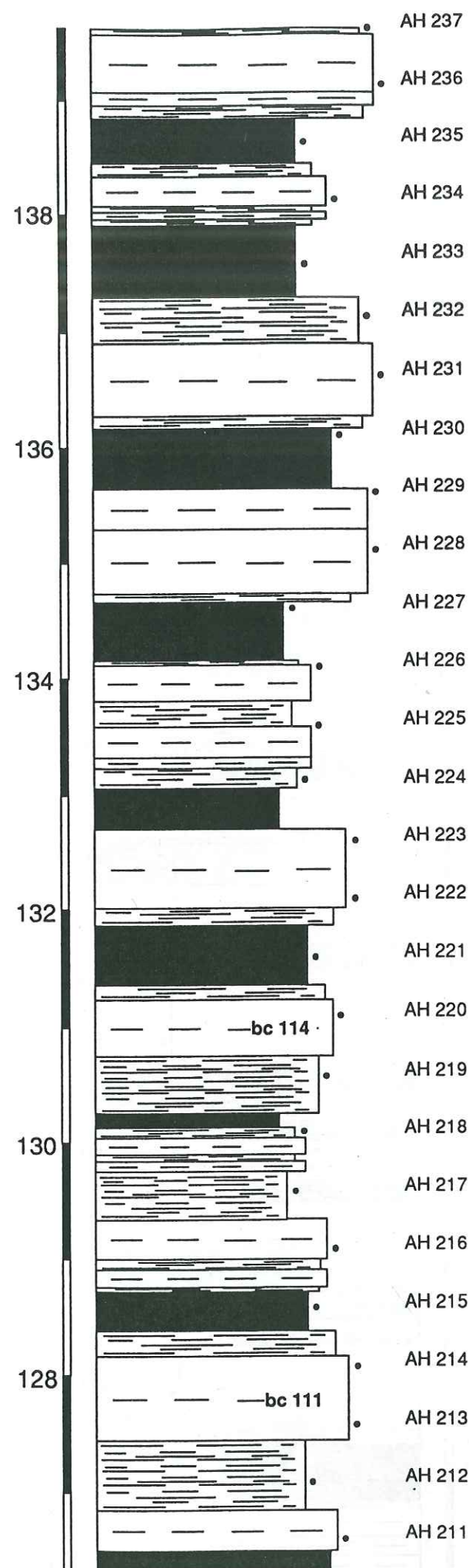
HAUTERIVIEN de VERGONS

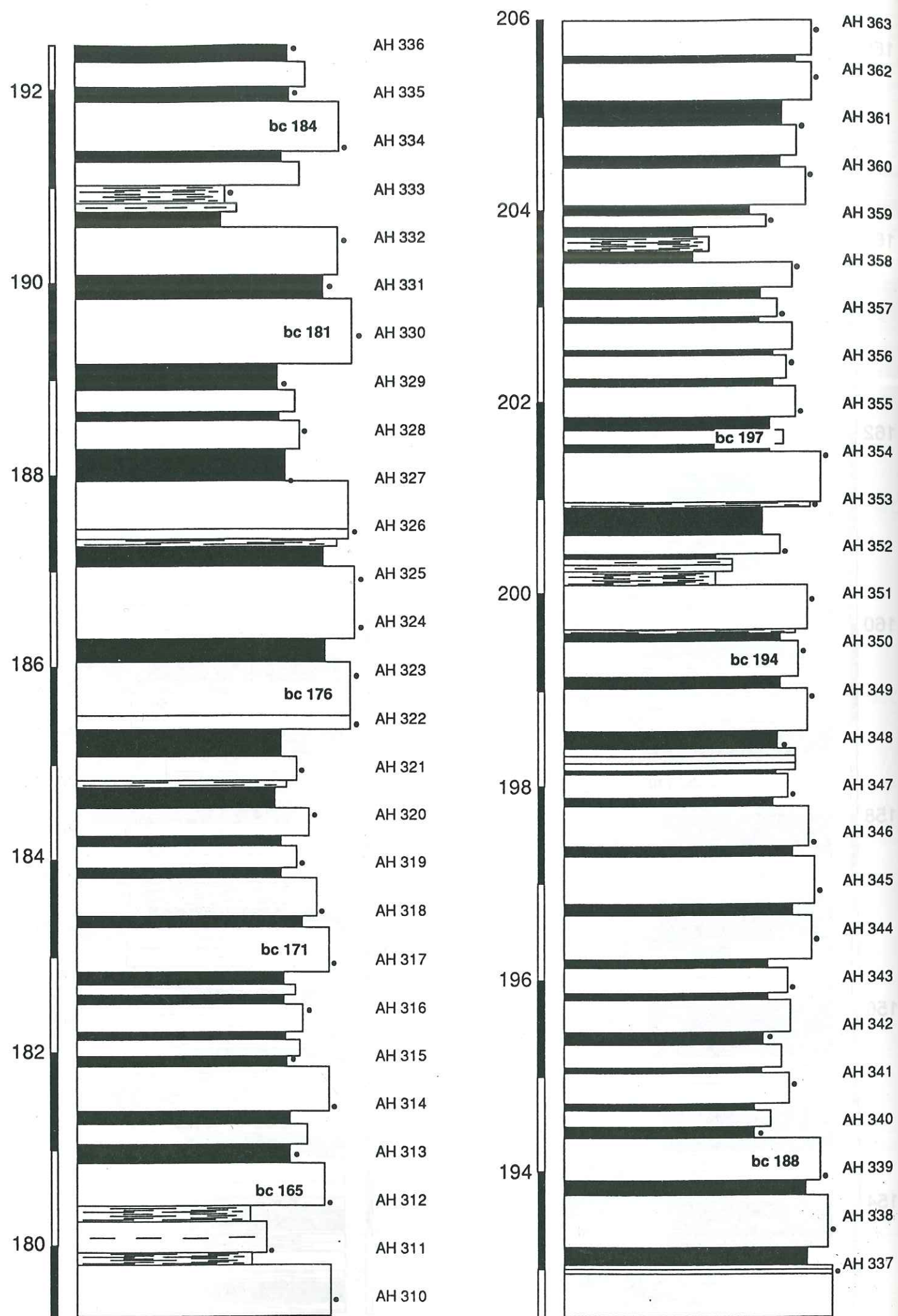


Succession lithologique détaillée (1/50°) de l'Hauterivien de Vergons. La position des échantillons prélevés pour la calcimétrie est indiquée.

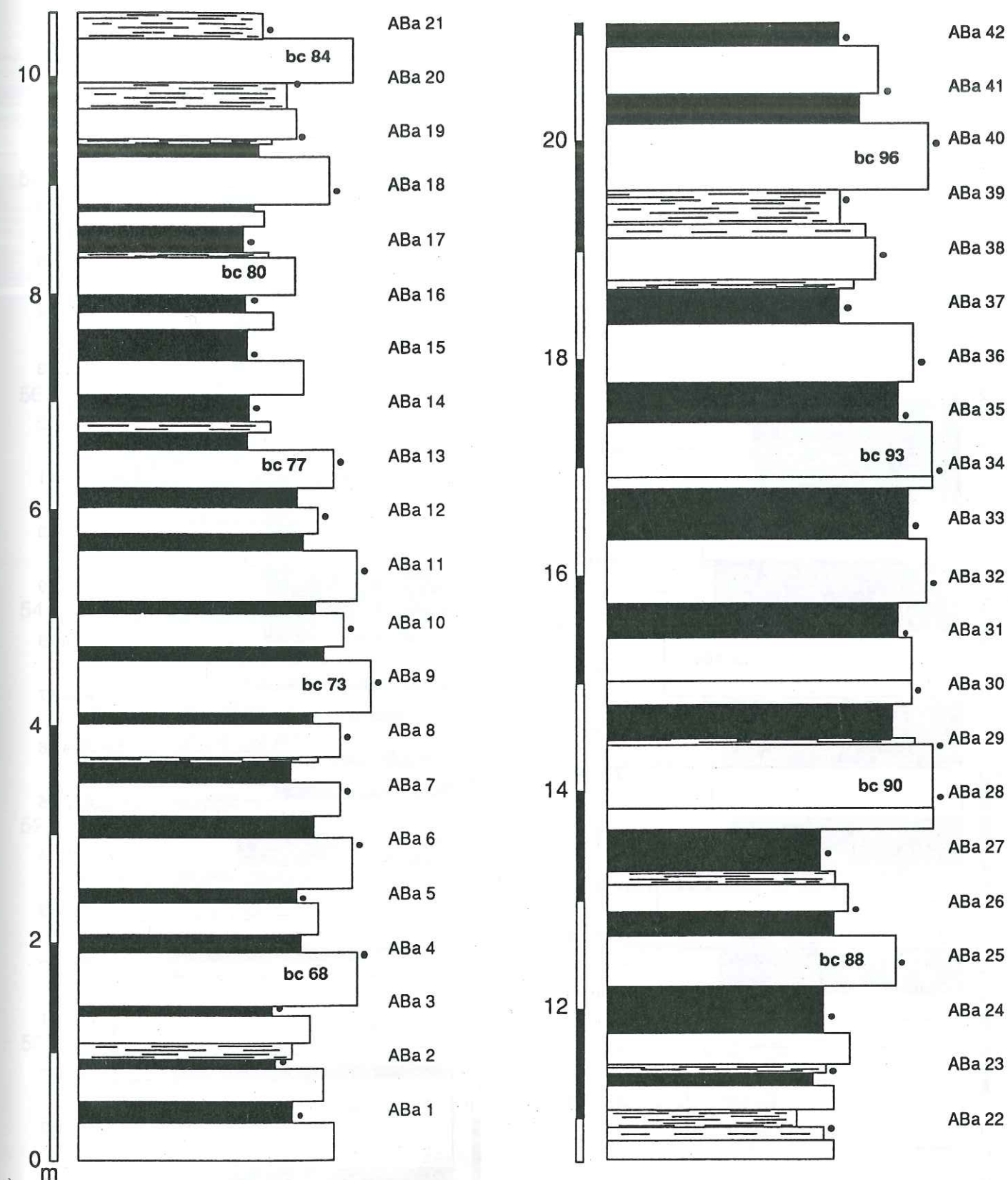




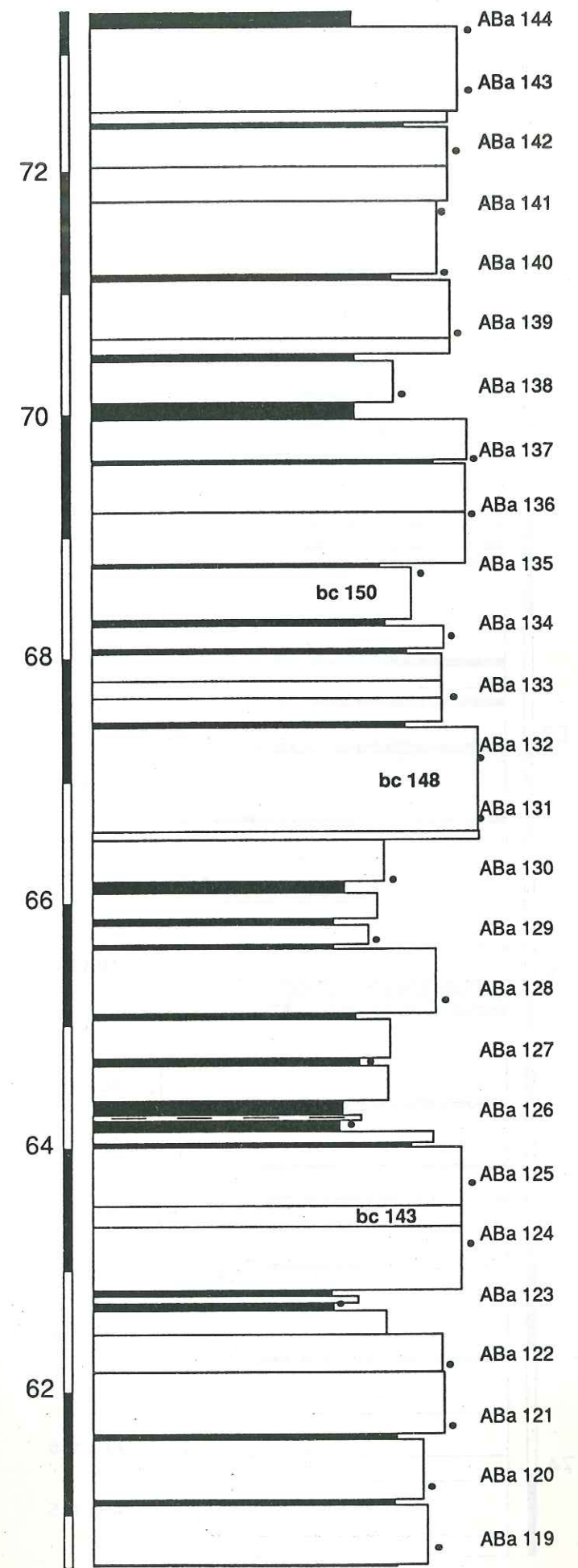
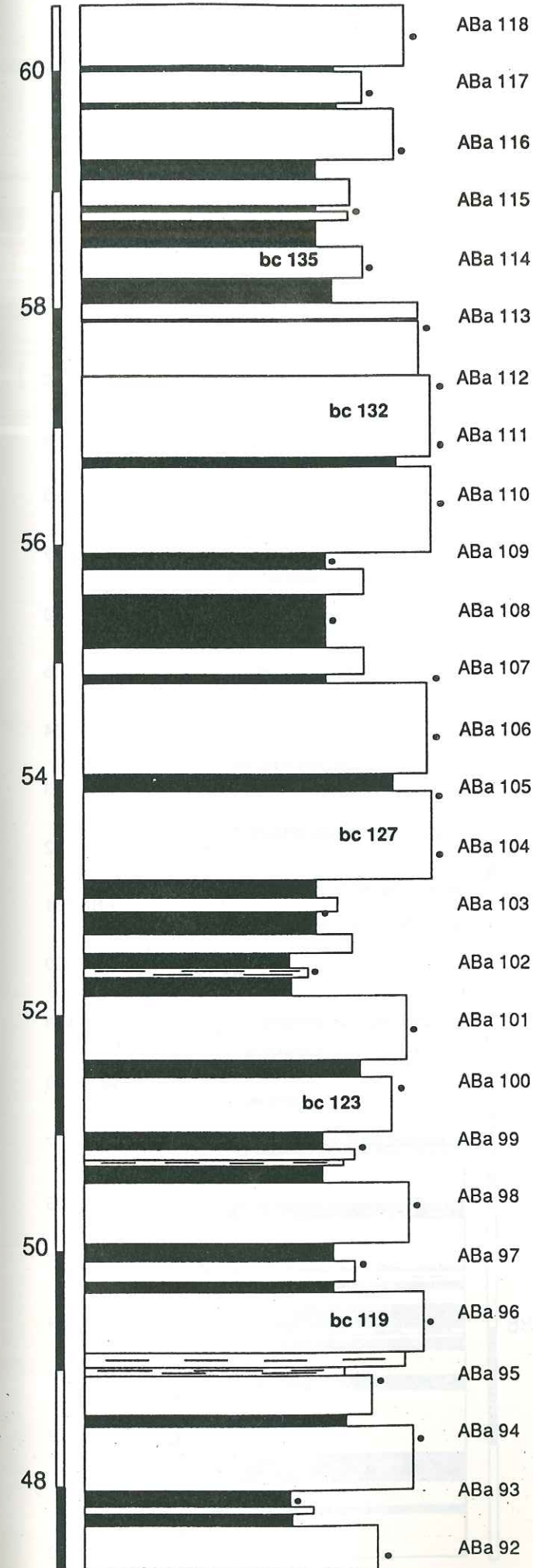
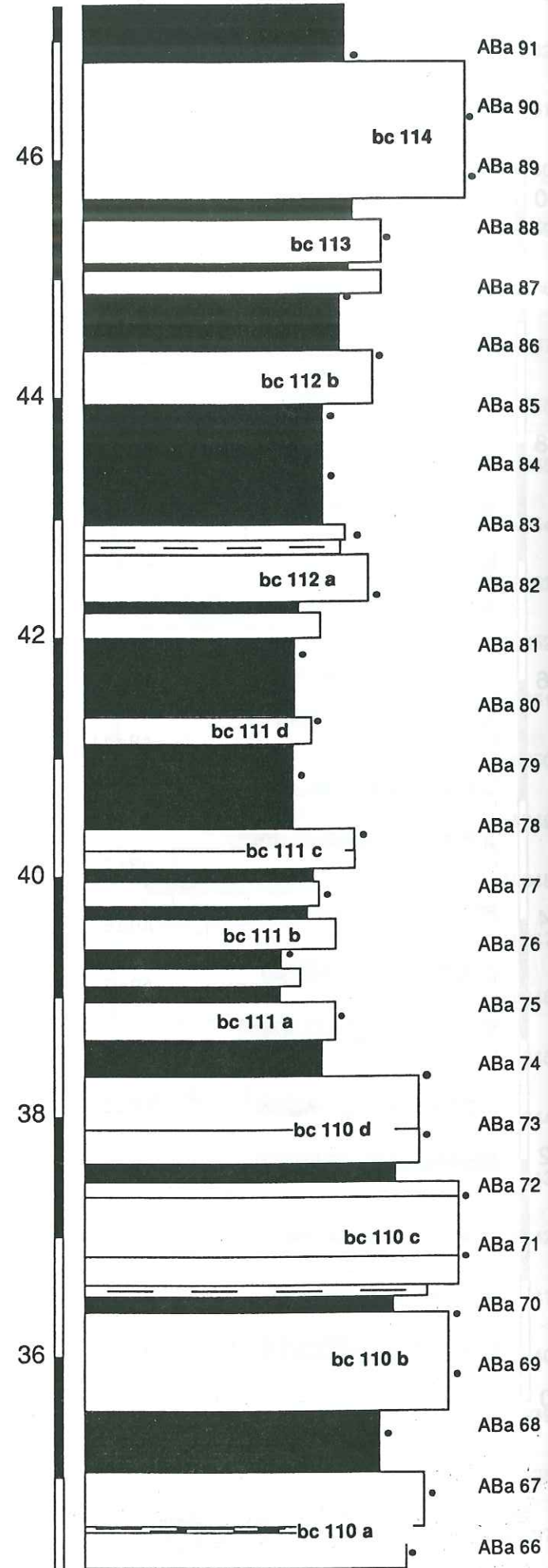
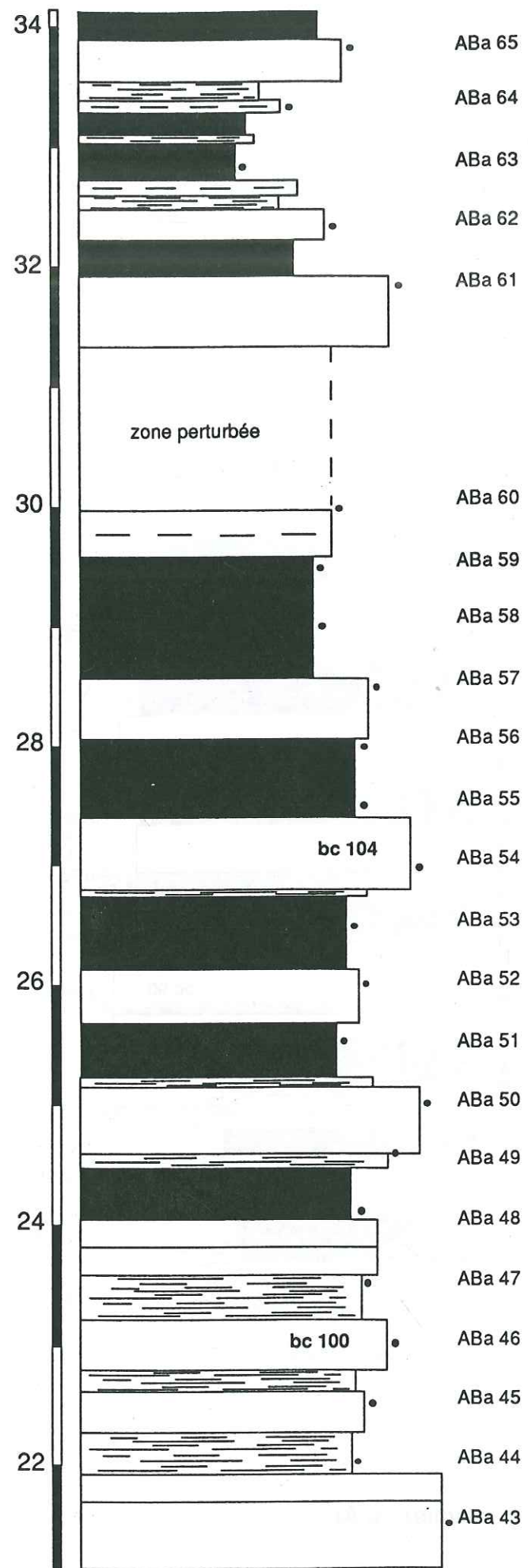


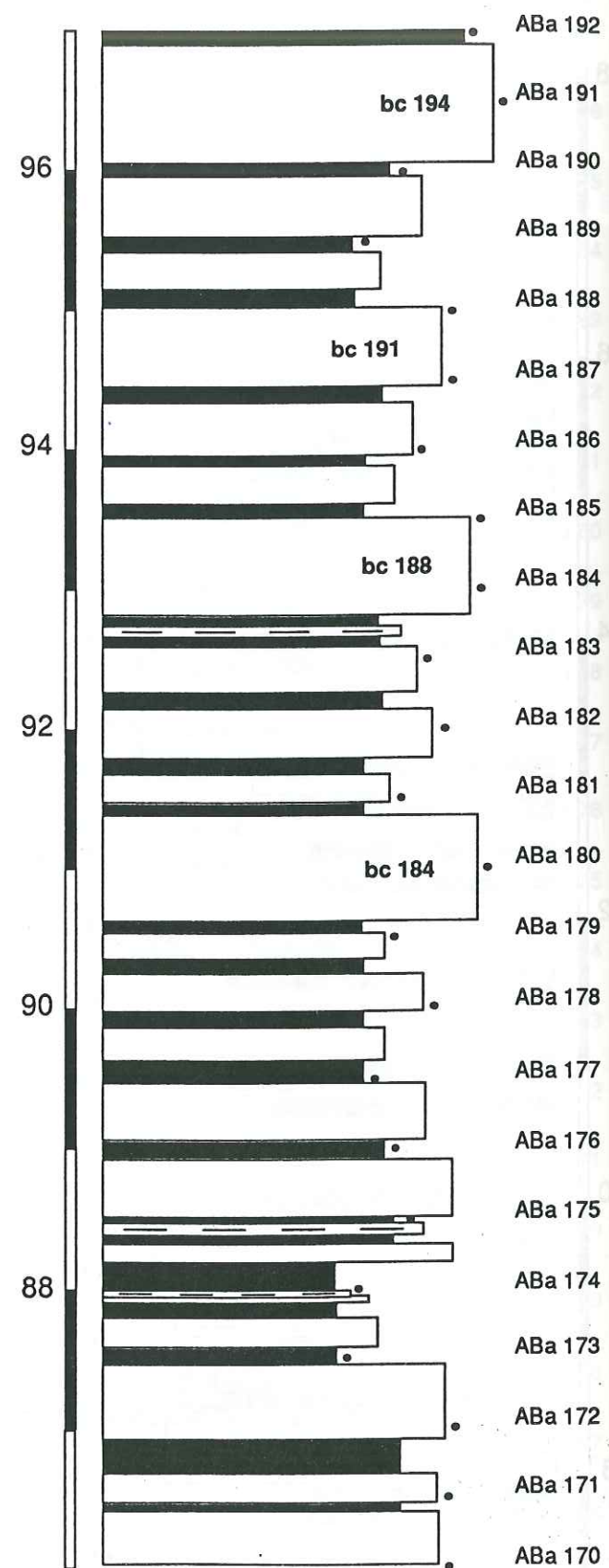
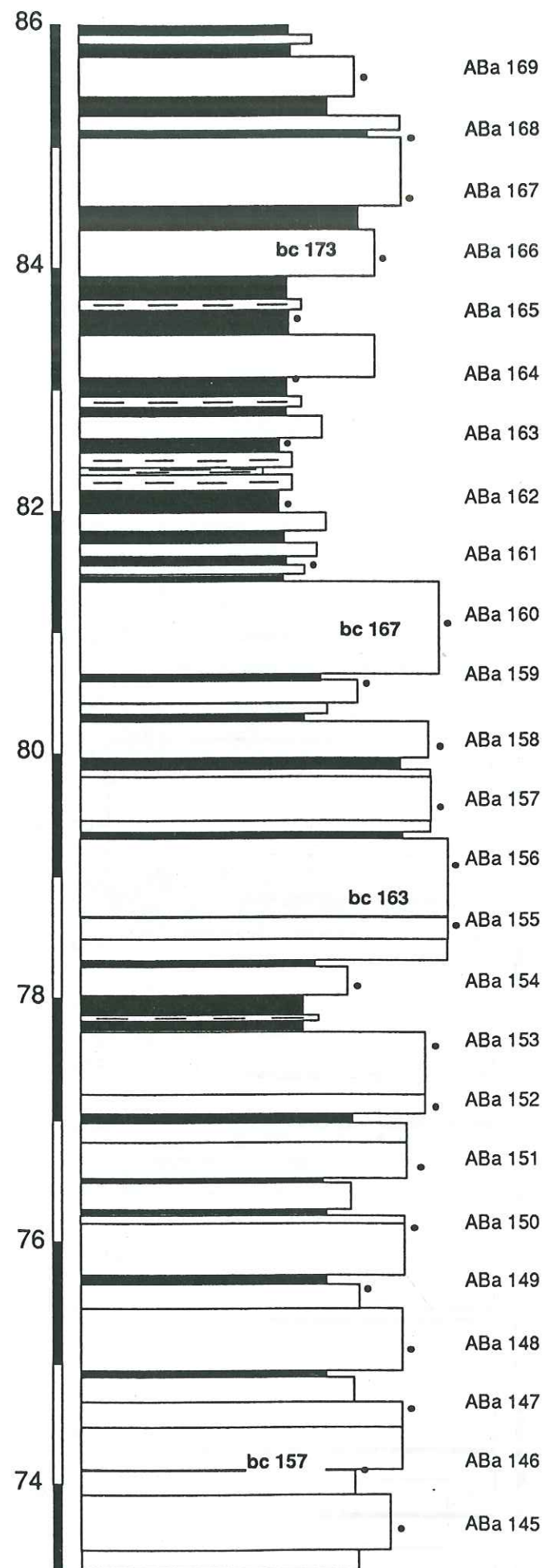


BARREMIEN d'ANGLES



Succession lithologique détaillée (1/50°) du Barrémien d'Angles. La position des échantillons prélevés pour la calcimétrie est indiquée.





ANNEXE 3

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃
AB 1	50	94,9
AB 2	100	95,7
AB 3	150	94,2
AB 4	200	96,5
AB 5	250	95,7
AB 6	300	96,5
AB 7	350	95,7
AB 8	400	95,7
AB 9	450	97,2
AB 10	500	97,2
AB 11	550	97,2
AB 12	600	95,7
AB 13	650	96,5
AB 14	700	97,2
AB 15	750	97,2
AB 16	800	97,2
AB 17	850	97,2
AB 18	900	96,5
AB 19	950	97,2
AB 20	1175	94,9
AB 21	1225	96,5
AB 22	1275	97,2
AB 23	1325	95,7
AB 24	1375	93,4
AB 25	1425	94,1
AB 26	1475	95,7
AB 27	1662,5	93,4
AB 28	1712,5	91,8
AB 29	1762,5	90,3
AB 30	1812,5	91,1
AB 31	1862,5	86,5
AB 32	1912,5	85,0
AB 33	1962,5	87,3
AB 34	2012,5	83,5
AB 35	2062,5	87,3
AB 36	2112,5	86,5
AB 37	2162,5	91,9
AB 38	2212,5	87,3
AB 39	2262,5	87,3
AB 40	2312,5	87,3
AB 41	2362,5	85,0
AB 42	2412,5	81,9
AB 43	2462,5	87,9
AB 44	2512,5	94,2
AB 45	2562,5	91,9
AB 46	2612,5	88,0
AB 47	2662,5	91,9
AB 48	2712,5	88,8
AB 49	2917,5	91,1
AB 50	2967,5	91,9
AB 51	3017,5	91,1

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃
AB 52	3067,5	90,3
AB 53	3117,5	91,9
AB 54	3167,5	94,2
AB 55	3217,5	91,1
AB 56	3267,5	94,2
AB 57	3317,5	92,6
AB 58	3367,5	91,1
AB 59	3417,5	92,6
AB 60	3467,5	91,9
AB 61	3517,5	93,4
AB 62	3567,5	84,2
AB 63	3617,5	90,3
AB 64	3667,5	91,1
AB 65	3717,5	88,8
AB 66	3767,5	91,1
AB 67	3817,5	88,9
AB 68	3867,5	90,4
AB 69	3917,5	86,6
AB 70	3967,5	76,0
AB 71	4017,5	86,6
AB 72	4067,5	87,4
AB 73	4117,5	85,1
AB 74	4167,5	88,9
AB 75	4217,5	86,6
AB 76	4267,5	84,3
AB 77	4317,5	85,6
AB 78	4367,5	88,7
AB 79	4417,5	87,9
AB 80	4467,5	91,0
AB 81	4517,5	90,2
AB 82	4567,5	81,7
AB 83	4617,5	81,7
AB 84	4667,5	91,8
AB 85	4717,5	94,1
AB 86	4767,5	94,1
AB 87	4817,5	84,0
AB 88	4867,5	80,9
AB 89	4917,5	88,7
AB 90	4967,5	73,1
AB 91	5017,5	81,7
AB 92	5067,5	80,1
AB 93	5117,5	89,4
AB 94	5167,5	89,4
AB 95	5217,5	70,1
AB 96	5267,5	89,4
AB 97	5317,5	83,3
AB 98	5367,5	85,7
AB 99	5417,5	61,0
AB 100	5467,5	70,2
AB 101	5517,5	83,3
AB 102	5567,5	72,5

n° carotte n° section	profondeur (cm)	% CaCO3	niveaux de gris
1-a1	4,80	42	57
1-a2	9,75	45	53
1-a3	14,75	60	48
1-a4	19,65	45	57
1-b1	24,85	56	36
1-b2	29,75	48	41
1-b3	34,75	51	44
1-c1	39,85	61	62
1-c2	44,75	72	67
1-c3	49,75	71	56
1-c4	54,75	80	50
1-c5	59,80	65	56
2-a1	65,25	56	57
2-a2	69,65	61	53
2-a3	74,60	71	53
2-a4	79,60	70	60
2-b1	84,75	63	57
2-b2	89,60	50	44
2-b3	94,70	55	46
2-b4	99,65	58	46
2-c1	105,00	57	45
2-c2	110,10	52	37
2-c3	115,10	55	36
2-c4	120,05	56	35
2-c5	125,10	52	36
2-c6	130,00	65	45
2-d1	136,30	52	41
2-d2	141,35	58	47
2-d3	146,30	60	43
2-d4	151,40	60	51
3-a1	156,15	67	50
3-a2	161,10	72	51
3-a3	166,20	74	47
3-a4	171,25	59	43
3-a5	176,20	49	43
3-b1	181,60	60	53
3-b2	186,55	49	48
3-b3	191,55	51	49
3-b4	196,50	52	54
3-b5	201,60	61	55
3-c1	207,05	70	57
3-c2	211,95	70	55
4-a1	217,30	66	55
4-a2	222,35	78	59
4-a3	227,35	74	59
4-b1	232,40	62	46
4-b2	237,35	61	45
4-b3	242,35	64	53
4-c1	247,80	52	43
4-c2	252,75	60	46
4-c3	257,80	71	46
4-c4	262,80	67	52
4-d1	268,90	53	43
4-d2	273,80	57	47
4-d3	278,85	57	47
4-d4	283,85	66	58
4-d5	288,85	70	63
4-e1	294,15	78	67
4-e2	299,20	65	59
4-e3	304,10	70	63
5-a1	309,35	81	64

n° carotte n° section	profondeur (cm)	% CaCO3	niveaux de gris
5-a2	314,35	73	63
5-a3	319,40	82	64
5-a4	324,45	79	69
5-a5	329,40	66	61
5-b1	335,05	66	54
5-b2	339,95	56	51
6-a1	345,50	58	52
6-a2	350,60	59	53
6-a3	355,55	55	54
6-a4	360,60	57	56
6-b1	366,90	52	59
6-b2	371,80	54	57
6-b3	376,85	52	70
6-b4	381,85	60	80
6-c1	386,80	61	61
6-c2	391,85	61	58
6-c3	396,90	71	62
7-a1	401,95	62	53
7-a2	406,75	60	51
7-a3	411,85	71	55
7-a4	416,80	88	61
7-a5	421,80	60	62
7-a6	426,80	75	59
7-b1	432,25	68	54
7-b2	437,10	58	66
7-c1	443,85	68	67
7-c2	448,75	69	69
7-c3	453,85	76	70
7-c4	458,85	65	70
7-d1	464,10	75	74
7-d2	469,10	88	80
7-d3	474,10	71	75
8-a1	479,15	71	66
8-a2	484,10	55	55
8-a3	489,15	65	60
8-a4	494,15	57	50
8-b1	499,25	50	52
8-b2	503,15	50	48
8-b3	509,20	58	48
8-b4	514,20	49	51
8-c1	520,00	68	48
8-c2	525,10	64	52
8-c3	530,05	76	71
8-c4	535,05	86	61
8-d1	540,15	86	52
8-d2	545,00	74	58
8-d3	550,05	82	61
8-d4	555,15	66	60
9-a1	560,00	75	48
9-a2	565,95	83	73
9-b1	570,00	85	74
9-b2	576,00	86	78
9-b3	581,00	84	77
9-b4	585,95	92	69
9-c1	592,25	87	79
9-c2	597,20	85	92
9-c3	602,25	79	80
10-a1	607,90	77	87
10-a2	612,75	74	71
10-a3	617,75	82	69
10-a4	622,75	74	73

n° carotte n° section	profondeur (cm)	% CaCO3	niveaux de gris
10-a5	627,75	56	55
10-a6	632,75	63	62
10-b1	638,10	68	68
10-c1	643,20	71	61
10-c2	648,20	62	50
10-c3	653,25	67	52
10-c4	658,20	58	55
10-d1	663,45	80	83
10-e1	668,55	82	66
10-e2	673,55	76	73
10-e3	678,60	78	60
10-e4	683,60	67	55
10-e5	688,65	74	61
11-a1	693,65	71	68
11-a2	698,60	90	74
11-a3	703,65	83	80
11-a4	708,60	89	68
11-a5	713,65	74	83
11-b1	720,00	83	84
11-b2	725,00	84	80
11-b3	730,00	84	73
11-b4	734,95	92	77
11-b5	740,05	79	53
11-b6	745,00	80	52
11-c1	750,05	73	49
11-c2	755,00	66	42
11-c3	760,00	58	39
11-c4	765,20	62	45
12-a1	770,20	67	67
12-a2	775,10	59	39
12-a3	780,00	57	48
12-a4	785,10	55	52
12-b1	790,15	63	60
12-b2	795,05	78	49
12-b3	801,00	82	61
12-b4	805,20	75	77
13-a1	810,35	94	70
13-a2	815,25	83	72
13-a3	820,25	92	81
13-a4	825,25	92	82
13-a5	830,30	88	61
13-a6	835,35	87	68
13-b1	841,35	70	48
13-b2	846,10	88	52
13-b3	851,10	95	58
13-c1	857,15	69	44
13-c2	862,20	68	42
13-c3	867,05	66	39
13-c4	872,20	66	36
13-c5	877,35	66	42
14-a1	882,35	76	95
14-a2	887,15	62	70
14-a3	892,20	75	75
14-a4	897,25	71	64
14-a5	902,15	70	62
14-b1	907,35	64	55
14-b2	912,35	77	62
14-b3	917,30	80	59
14-c1	923,65	71	74
14-d1	928,90	90	91
14-d2	932,80	71	64

n° carotte n° section	profondeur (cm)	% CaCO3	niveaux de gris
14-d3	937,75	61	103
14-d4	943,40	69	95
15-a1	948,90	78	71
15-a2	953,75	87	72
15-a3	958,75	87	69
15-a4	963,75	87	69
15-a5	967,85	82	65
15-a6	973,75	75	90
15-b1	979,05	62	61
15-b2	984,00	56	53
15-b3	988,95	63	51
15-b4	993,95	50	55
15-c1	999,30	56	41
15-c2	1005,05	55	37
15-c3	1010,05	58	35
15-c4	1015,10	50	38
16-a1	1020,30	59	36
16-a2	1025,20	53	38
16-a3	1030,15	66	48
16-a4	1034,20	64	58
16-a5	1039,25	58	53
16-a6	1044,15	65	56
16-b1	1049,25	75	90
16-b2	1054,20	77	80
16-b3	1059,20	76	84
16-b4	1064,20	73	109
16-c1	1069,35	78	90
16-c2	1074,45	78	94
16-d1	1079,50	83	82
16-d2	1084,45	82	86
16-d3	1089,35	73	90
16-d4	1094,45	83	85
16-d5	1099,40	77	78
16-d6	1104,20	70	84
17-a1	1109,55	49	48
17-a2	1114,55	53	49
17-b1	1119,65	62	54
17-b2	1124,65	55	51
17-b3	1129,75	51	54
17-b4	1134,55	49	52
17-c1	1139,65	63	73
17-c2	1144,75	79	57
17-c3	1149,75	67	76
17-c4	1154,65	77	95
17-c5	1159,75	77	83
17-c6	1164,65	77	78
17-d1	1169,80	75	74
17-e1	1174,45	75	86
17-e2	1179,45	68	70
18-a1	1184,70	55	80
18-a2	1190,05	72	75
18-a3	1195,30	60	68
18-a4	1200,65	56	58
18-a5	1205,75	61	60
18-b1	1210,70	62	55
18-b2	1215,75	81	63
18-b3	1220,75	69	68
18-b4	1225,80	68	64
18-b5	1231,20	60	74
18-b6	1236,35	63	80
18-c1	1241,10	62	71
18-c2	1246,55	39	54

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AV 1	5617,5	79,5	35
AV 2	5667,5	77,9	85
AV 3	5717,5	81,0	135
AV 4	5767,5	87,2	185
AV 5	5817,5	91,7	235
AV 6	5867,5	84,7	285
AV 7	5917,5	90,9	335
AV 8	5967,5	80,0	385
AV 9	6017,5	87,8	435
AV 10	6067,5	90,2	485
AV 11	6117,5	69,8	535
AV 12	6167,5	83,1	585
AV 13	6217,5	88,6	635
AV 14	6267,5	89,4	685
AV 15	6317,5	67,1	735
AV 16	6367,5	76,4	785
AV 17	6417,5	84,9	835
AV 18	6467,5	86,4	885
AV 19	6517,5	88,7	935
AV 20	6567,5	80,3	985
AV 21	6617,5	88,7	1035
AV 22	6667,5	88,0	1085
AV 23	6717,5	86,4	1135
AV 24	6767,5	64,0	1185
AV 25	6817,5	59,3	1235
AV 26	6867,5	86,6	1285
AV 27	6917,5	48,6	1335
AV 28	6967,5	85,8	1385
AV 29	7017,5	87,4	1435
AV 30	7067,5	84,8	1485
AV 31	7117,5	88,7	1535
AV 32	7167,5	84,0	1585
AV 33	7517,5	91,0	1935
AV 34	7567,5	87,9	1985
AV 35	7617,5	85,6	2035
AV 36	7667,5	66,9	2085
AV 37	7717,5	63,8	2135
AV 38	7767,5	84,8	2185
AV 39	7817,5	65,3	2235
AV 40	7867,5	85,0	2285
AV 41	7917,5	77,3	2335
AV 42	7967,5	83,5	2385
AV 43	8017,5	86,5	2435
AV 44	8067,5	88,0	2485
AV 45	8117,5	84,2	2535
AV 46	8167,5	87,3	2585
AV 47	8217,5	77,3	2635
AV 48	8267,5	85,8	2685
AV 49	8317,5	67,4	2735
AV 50	8367,5	65,8	2785
AV 51	8417,5	68,1	2835
AV 52	8467,5	88,8	2885
AV 53	8517,5	88,8	2935
AV 54	8567,5	82,7	2985
AV 55	8617,5	75,0	3035
AV 56	8667,5	70,4	3085

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AV 57	8717,5	71,2	3135
AV 58	8767,5	78,1	3185
AV 59	8817,5	88,0	3235
AV 60	8867,5	57,0	3285
AV 61	8917,5	87,4	3335
AV 62	8967,5	72,2	3385
AV 63	9017,5	58,5	3435
AV 64	9067,5	87,4	3485
AV 65	9117,5	82,8	3535
AV 66	9167,5	70,7	3585
AV 67	9217,5	50,9	3635
AV 68	9267,5	88,9	3685
AV 69	9317,5	79,8	3735
AV 70	9367,5	77,5	3785
AV 71	9417,5	79,0	3835
AV 72	9467,5	82,0	3885
AV 73	9517,5	85,1	3935
AV 74	9567,5	83,6	3985
AV 75	9617,5	85,8	4035
AV 76	9667,5	79,8	4085
AV 77	9717,5	86,6	4135
AV 78	9767,5	84,3	4185
AV 79	9817,5	84,3	4235
AV 80	10297,5	81,9	4715
AV 81	10347,5	68,1	4765
AV 82	10397,5	72,0	4815
AV 83	10777,5	72,7	5195
AV 84	10827,5	65,1	5245
AV 85	10877,5	50,5	5295
AV 86	10927,5	85,8	5345
AV 87	10977,5	78,9	5395
AV 88	11027,5	77,3	5445
AV 89	11077,5	51,3	5495
AV 90	11127,5	85,7	5545
AV 91	11177,5	64,0	5595
AV 92	11227,5	84,1	5645
AV 93	11277,5	81,8	5695
AV 94	11327,5	51,7	5745
AV 95	11377,5	84,1	5795
AV 96	11427,5	85,7	5845
AV 97	11477,5	62,5	5895
AV 98	11527,5	87,2	5945
AV 99	11577,5	81,0	5995
AV 100	11627,5	55,6	6045
AV 101	11677,5	63,3	6095
AV 102	11727,5	84,9	6145
AV 103	11777,5	63,3	6195
AV 104	11827,5	86,4	6245
AV 105	11877,5	58,6	6295
AV 106	11927,5	85,7	6345
AV 107	11977,5	81,8	6395
AV 108	12027,5	74,1	6445
AV 109	12077,5	81,8	6495
AV 110	12127,5	65,8	6545
AV 111	12177,5	70,4	6595
AV 112	12227,5	84,2	6645

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AV 113	12277,5	58,2	6695
AV 114	12327,5	77,3	6745
AV 115	12377,5	75,0	6795
AV 116	12427,5	91,9	6845
AV 117	12477,5	71,2	6895
AV 118	12527,5	87,3	6945
AV 119	12577,5	47,5	6995
AV 120	12627,5	85,7	7045
AV 121	12677,5	50,9	7095
AV 122	12727,5	78,7	7145
AV 123	12777,5	72,5	7195
AV 124	12827,5	73,3	7245
AV 125	12877,5	78,7	7295
AV 126	12927,5	82,6	7345
AV 127	12977,5	79,5	7395
AV 128	13027,5	86,4	7445
AV 129	13077,5	57,9	7495
AV 130	13127,5	86,3	7545
AV 131	13177,5	61,4	7595
AV 132	13227,5	84,0	7645
AV 133	13277,5	59,1	7695
AV 134	13327,5	83,2	7745
AV 135	13377,5	58,3	7795
AV 136	13427,5	84,0	7845
AV 137	13477,5	66,9	7895
AV 138	13527,5	73,9	7945
AV 139	13577,5	86,3	7995
AV 140	13627,5	68,2	8045
AV 141	13677,5	79,2	8095
AV 142	13727,5	74,5	8145
AV 143	13777,5	87,0	8195
AV 144	13827,5	69,0	8245
AV 145	14207,5	84,7	8625
AV 146	14257,5	84,7	8675
AV 147	14307,5	60,4	8725
AV 148	14357,5	76,8	8775
AV 149	14407,5	72,1	8825
AV 150	14457,5	59,1	8875
AV 151	14507,5	61,4	8925
AV 152	14557,5	81,7	8975
AV 153	14607,5	76,2	9025
AV 154	14657,5	55,2	9075
AV 155	14707,5	58,3	9125
AV 156	14757,5	73,9	9175
AV 157	14807,5	83,2	9225
AV 158	14857,5	49,0	9275
AV 159	14907,5	79,3	9325
AV 160	14957,5	86,1	9375
AV 161	15007,5	56,9	9425
AV 162	15057,5	79,0	9475
AV 163	15107,5	81,4	9525
AV 164	15157,5	56,1	9575
AV 165	15207,5	81,4	9625
AV 166	15257,5	73,5	9675
AV 167	15307,5	60,1	9725
AV 168	15357,5	58,5	9775

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AV 169	15407,5	61,6	9825
AV 170	15457,5	83,0	9875
AV 171	15507,5	54,5	9925
AV 172	15557,5	72,7	9975
AV 173	15607,5	62,4	10025
AV 174	15657,5	61,6	10075
AV 175	15707,5	79,0	10125
AV 176	15757,5	73,5	10175
AV 177	15807,5	56,9	10225
AV 178	15857,5	56,9	10275
AV 179	15907,5	68,8	10325
AV 180	15957,5	52,9	10375
AV 181	16007,5	63,8	10425
AV 182	16057,5	56,0	10475
AV 183	16107,5	59,1	10525
AV 184	16157,5	71,0	10575
AV 185	16207,5	59,9	10625
AV 186	16257,5	69,2	10675
AV 187	16307,5	63,0	10725
AV 188	16357,5	59,9	10775
AV 189	16407,5	52,9	10825
AV 190	16457,5	61,7	10875
AV 191	16507,5	54,0	10925
AV 192	16557,5	61,0	10975
AV 193	16607,5	61,0	11025
AV 194	16657,5	75,6	11075
AV 195	16707,5	61,0	11125
AV 196	16757,5	53,2	11175
AV 197	16807,5	74,9	11225
AV 198	16857,5	57,1	11275
AV 199	16907,5	65,6	11325
AV 200	16957,5	56,2	11375
AV 201	17007,5	63,1	11425
AV 202	17057,5	69,1	11475
AV 203	17107,5	59,3	11525
AV 204	17157,5	63,8	11575
AV 205	17207,5	53,9	11625
AV 206	17257,5	66,9	11675
AV 207	17307,5	57,7	11725
AV 208	17357,5	65,3	11775
AV 209	17407,5	63,8	11825
AV 210	17457,5	61,5	11875
AV 211	17507,5	54,7	11925
AV 212	17557,5	56,2	11975
AV 213	17607,5	58,5	12025
AV 214	17657,5	53,9	12075
AV 215	17707,5	67,6	12125
AV 216	17757,5	55,5	12175
AV 217	17807,5	51,7	12225
AV 218	17857,5	46,3	12275
AV 219	17907,5	48,6	12325
AV 220	17957,5	44,4	12375
AV 221	18007,5	46,7	12425
AV 222	18057,5	52,1	12475
AV 223	18107,5	54,4	12525
AV 224	18157,5	56,7	12575

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AV 225	18207,5	57,4	12625
AV 226	18257,5	57,4	12675
AV 227	18307,5	63,5	12725
AV 228	18357,5	54,4	12775
AV 229	18407,5	72,0	12825
AV 230	18457,5	52,1	12875
AV 231	18507,5	51,3	12925
AV 232	18557,5	75,0	12975
AV 233	18607,5	54,4	13025
AV 234	18657,5	53,6	13075
AV 235	18707,5	57,4	13125
AV 236	18757,5	66,6	13175
AV 237	18807,5	57,4	13225
AV 238	18857,5	72,0	13275
AV 239	18907,5	48,2	13325
AV 240	18957,5	63,3	13375
AV 241	19007,5	51,7	13425
AV 242	19057,5	67,9	13475
AV 243	19107,5	78,7	13525
AV 244	19157,5	71,8	13575
AV 245	19207,5	73,3	13625
AV 246	19257,5	58,6	13675
AV 247	19307,5	54,8	13725
AV 248	19357,5	54,8	13775
AV 249	19407,5	50,9	13825
AV 250	19457,5	54,4	13875
AV 251	19507,5	49,0	13925
AV 252	19557,5	72,7	13975
AV 253	19607,5	47,5	14025
AV 254	19657,5	46,7	14075
AV 255	19707,5	57,4	14125
AV 256	19757,5	56,7	14175
AV 257	19807,5	58,2	14225
AV 258	19857,5	46,7	14275
AV 259	19907,5	72,7	14325
AV 260	19957,5	52,4	14375
AV 261	20007,5	56,2	14425
AV 262	20057,5	55,5	14475
AV 263	20107,5	72,9	14525
AV 264	20157,5	54,7	14575
AV 265	20207,5	57,0	14625
AV 266	20257,5	78,2	14675
AV 267	20307,5	57,7	14725
AV 268	20357,5	57,7	14775
AV 269	20407,5	68,4	14825
AV 270	20457,5	55,8	14875
AV 271	20507,5	56,5	14925
AV 272	20557,5	70,0	14975
AV 273	20607,5	65,0	15025
AV 274	20657,5	60,0	15075
AV 275	20707,5	62,0	15125
AV 276	20757,5	66,0	15175
AV 277	20807,5	66,0	15225
AV 278	20857,5	61,0	15275
AV 279	20907,5	58,0	15325
AV 280	20957,5	65,0	15375

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AV 281	21007,5	86,0	15425
AV 282	21057,5	87,0	15475
AV 283	21107,5	71,0	15525
AV 284	21157,5	71,0	15575
AV 285	21207,5	80,0	15625
AV 286	21257,5	78,0	15675
AV 287	21307,5	88,0	15725
AV 288	21357,5	71,0	15775
AV 289	21407,5	78,0	15825
AV 290	21457,5	56,0	15875
AV 291	21507,5	75,0	15925
AV 292	21557,5	77,0	15975
AV 293	21607,5	67,0	16025
AV 294	21657,5	57,3	16075
AV 295	21707,5	61,8	16125
AV 296	21757,5	81,4	16175
AV 297	21807,5	56,5	16225
AV 298	21857,5	75,4	16275
AV 299	21907,5	46,7	16325
AV 300	21957,5	75,4	16375
AV 301	22007,5	56,5	16425
AV 302	22057,5	78,9	16475
AV 303	22107,5	46,7	16525
AV 304	22157,5	80,4	16575
AV 305	22207,5	49,0	16625
AV 306	22257,5	65,8	16675
AV 307	22307,5	57,0	16725
AV 308	22357,5	69,1	16775
AV 309	22407,5	58,5	16825
AV 310	22457,5	60,0	16875
AV 311	22507,5	77,5	16925
AV 312	22557,5	54,7	16975
AV 313	22607,5	72,2	17025
AV 314	22657,5	53,2	17075
AV 315	22707,5	77,5	17125
AV 316	22757,5	53,9	17175
AV 317	22807,5	77,5	17225
AV 318	22857,5	53,9	17275
AV 319	22907,5	88,9	17325
AV 320	22957,5	56,2	17375
AV 321	23007,5	77,5	17425
AV 322	23057,5	73,9	17475
AV 323	23107,5	51,3	17525
AV 324	23157,5	47,5	17575
AV 325	23207,5	71,6	17625
AV 326	23257,5	51,3	17675
AV 327	23307,5	52,8	17725
AV 328	23357,5	72,4	17775
AV 329	23407,5	51,3	17825
AV 330	23457,5	59,6	17875
AV 331	23507,5	57,3	17925
AV 332	23557,5	54,3	17975
AV 333	23607,5	83,7	18025
AV 334	23657,5	60,3	18075
AV 335	23707,5	45,2	18125
AV 336	23757,5	78,4	18175

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AV 337	23807,5	66,3	18225
AV 338	23857,5	60,3	18275
AV 339	23907,5	79,2	18325
AV 340	23957,5	79,9	18375
AV 341	24007,5	61,1	18425
AV 342	24057,5	51,9	18475
AV 343	24107,5	73,1	18525
AV 344	24157,5	48,3	18575
AV 345	24207,5	59,2	18625
AV 346	24257,5	73,9	18675
AV 347	24307,5	60,7	18725
AV 348	24357,5	73,9	18775
AV 349	24407,5	71,7	18825
AV 350	24457,5	54,1	18875
AV 351	24507,5	60,7	18925
AV 352	24557,5	68,5	18975
AV 353	24607,5	65,6	19025
AV 354	24657,5	58,9	19075
AV 355	24707,5	73,7	19125
AV 356	24757,5	58,2	19175
AV 357	24807,5	78,1	19225
AV 358	24857,5	60,4	19275
AV 359	24907,5	72,2	19325
AV 360	24957,5	75,2	19375
AV 361	25007,5	53,1	19425
AV 362	25057,5	75,7	19475
AV 363	25107,5	72,8	19525
AV 364	25157,5	64,1	19575
AV 365	25207,5	67,0	19625
AV 366	25257,5	72,1	19675
AV 367	25307,5	72,8	19725
AV 368	25357,5	77,1	19775
AV 369	25627,5	60,5	20005
AV 370	25677,5	51,2	20055
AV 371	25727,5	83,6	20105
AV 372	25777,5	51,9	20155
AV 373	25827,5	63,6	20205
AV 374	25877,5	78,3	20255
AV 375	25927,5	51,2	20305
AV 376	25977,5	73,1	20355
AV 377	26027,5	73,9	20405
AV 378	26077,5	66,6	20455
AV 379	26127,5	81,2	20505
AV 380	26177,5	54,9	20555
AV 381	26227,5	54,1	20605
AV 382	26277,5	79,4	20655
AV 383	26327,5	49,7	20705
AV 384	26377,5	80,9	20755
AV 385	26427,5	79,4	20805
AV 386	26477,5	56,4	20855
AV 387	26527,5	53,5	20905
AV 388	26577,5	70,5	20955
AV 389	26627,5	71,3	21005
AV 390	26677,5	73,5	21055
AV 391	26727,5	82,4	21105
AV 392	26777,5	50,1	21155

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AV 393	26827,5	77,1	21205
AV 394	26877,5	68,1	21255
AV 395	26927,5	47,1	21305
AV 396	26977,5	82,3	21355
AV 397	27027,5	65,1	21405
AV 398	27077,5	53,1	21455
AV 399	27127,5	77,8	21505
AV 400	27177,5	63,6	21555
AV 401	27227,5	80,8	21605
AV 402	27277,5	63,8	21655
AV 403	27327,5	65,3	21705
AV 404	27377,5	48,3	21755
AV 405	27427,5	67,6	21805
AV 406	27477,5	75,0	21855
AV 407	27527,5	58,7	21905
AV 408	27577,5	78,7	21955
AV 409	27627,5	52,7	22005
AV 410	27677,5	81,7	22055
AV 411	27727,5	60,1	22105
AV 412	27777,5	82,4	22155
AV 413	27827,5	48,3	22205
AV 414	27877,5	63,1	22255
AV 415	27927,5	67,6	22305
AV 416	27977,5	53,5	22355
AV 417	28027,5	54,2	22405
AV 418	28077,5	66,8	22455
AV 419	28127,5	75,7	22505
AV 420	28177,5	57,9	22555
AV 421	28227,5	57,9	22605
AV 422	28277,5	78,8	22655
AV 423	28327,5	77,4	22705
AV 424	28377,5	78,1	22755
AV 425	28427,5	54,5	22805
AV 426	28477,5	81,1	22855
AV 427	28527,5	78,1	22905
AV 428	28577,5	46,4	22955
AV 429	28627,5	81,8	23005
AV 430	28677,5	66,3	23055
AV 431	28727,5	50,8	23105
AV 432	28777,5	82,9	23155
AV 433	28827,5	60,3	23205
AV 434	28877,5	55,8	23255
AV 435	28927,5	40,0	23305
AV 436	28977,5	75,4	23355
AV 437	29027,5	78,4	23405
AV 438	29077,5	61,1	23455
AV 439	29127,5	84,4	23505
AV 440	29177,5	65,6	23555
AV 441	29227,5	81,4	23605
AV 442	29277,5	54,3	23655
AV 443	29327,5	73,1	23705
AV 444	29377,5	83,7	23755
AV 445	29427,5	53,5	23805
AV 446	29477,5	86,7	23855
AV 447	29527,5	87,4	23905
AV 448	29577,5	56,5	23955

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AH 1	29627,5	85,7	5
AH 2	29677,5	85,7	55
AH 3	29727,5	84,1	105
AH 4	29777,5	67,9	155
AH 5	29827,5	79,5	205
AH 6	29877,5	70,2	255
AH 7	29927,5	71,0	305
AH 8	29977,5	83,3	355
AH 9	30027,5	88,0	405
AH 10	30077,5	64,0	455
AH 11	30127,5	82,3	505
AH 12	30177,5	90,2	555
AH 13	30227,5	87,8	605
AH 14	30277,5	62,7	655
AH 15	30327,5	85,5	705
AH 16	30377,5	85,5	755
AH 17	30427,5	65,9	805
AH 18	30477,5	86,2	855
AH 19	30527,5	72,9	905
AH 20	30577,5	80,8	955
AH 21	30627,5	86,4	1005
AH 22	30677,5	87,2	1055
AH 23	30727,5	82,6	1105
AH 24	30777,5	84,1	1155
AH 25	30827,5	84,9	1205
AH 26	30877,5	55,6	1255
AH 27	30927,5	88,0	1305
AH 28	30977,5	83,3	1355
AH 29	31027,5	58,6	1405
AH 30	31077,5	88,7	1455
AH 31	31127,5	78,9	1505
AH 32	31177,5	52,8	1555
AH 33	31227,5	72,7	1605
AH 34	31277,5	87,3	1655
AH 35	31327,5	85,8	1705
AH 36	31377,5	85,8	1755
AH 37	31427,5	72,7	1805
AH 38	31477,5	88,0	1855
AH 39	31527,5	58,2	1905
AH 40	31577,5	86,5	1955
AH 41	31627,5	60,2	2005
AH 42	31677,5	89,5	2055
AH 43	31727,5	74,9	2105
AH 44	31777,5	88,0	2155
AH 45	31827,5	71,8	2205
AH 46	31877,5	88,0	2255
AH 47	31927,5	81,0	2305
AH 48	31977,5	57,1	2355
AH 49	32027,5	88,7	2405
AH 50	32077,5	88,0	2455
AH 51	32330	73,7	2707,5
AH 52	32380	60,4	2757,5
AH 53	32430	61,2	2807,5
AH 54	32480	84,7	2857,5
AH 55	32530	87,0	2907,5
AH 56	32580	85,5	2957,5
AH 57	32630	67,4	3007,5
AH 58	32680	69,8	3057,5
AH 59	32730	79,2	3107,5
AH 60	32780	82,3	3157,5
AH 61	32830	74,3	3207,5

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AH 62	32880	61,3	3257,5
AH 63	32930	80,4	3307,5
AH 64	32980	82,7	3357,5
AH 65	33030	68,9	3407,5
AH 66	33080	63,5	3457,5
AH 67	33130	84,2	3507,5
AH 68	33180	63,5	3557,5
AH 69	33635	59,7	4012,5
AH 70	33685	88,0	4062,5
AH 71	33735	46,3	4112,5
AH 72	33785	54,7	4162,5
AH 73	33835	89,6	4212,5
AH 74	33885	63,1	4262,5
AH 75	33935	86,6	4312,5
AH 76	33985	85,8	4362,5
AH 77	34035	57,0	4412,5
AH 78	34085	91,2	4462,5
AH 79	34135	90,4	4512,5
AH 80	34360	61,5	4737,5
AH 81	34410	87,6	4787,5
AH 82	34460	74,2	4837,5
AH 83	34510	86,1	4887,5
AH 84	34560	57,2	4937,5
AH 85	34610	86,1	4987,5
AH 86	34660	62,4	5037,5
AH 87	34710	81,7	5087,5
AH 88	34760	63,1	5137,5
AH 89	34810	84,6	5187,5
AH 90	34860	83,9	5237,5
AH 91	34910	54,3	5287,5
AH 92	34960	82,9	5337,5
AH 93	35010	85,2	5387,5
AH 94	35060	58,0	5437,5
AH 95	35110	83,7	5487,5
AH 96	35160	77,6	5537,5
AH 97	35210	64,8	5587,5
AH 98	35260	85,2	5637,5
AH 99	35310	87,4	5687,5
AH 100	35360	68,6	5737,5
AH 101	35410	85,1	5787,5
AH 102	35460	85,8	5837,5
AH 103	35895	90,4	6272,5
AH 104	36347,5	60,0	6725
AH 105	36397,5	82,8	6775
AH 106	36447,5	41,8	6825
AH 107	36497,5	79,8	6875
AH 108	36547,5	83,6	6925
AH 109	36597,5	87,4	6975
AH 110	36647,5	60,0	7025
AH 111	36697,5	82,3	7075
AH 112	36747,5	51,6	7125
AH 113	36797,5	79,3	7175
AH 114	36847,5	82,3	7225
AH 115	36897,5	47,9	7275
AH 116	36947,5	80,8	7325
AH 117	36997,5	85,3	7375
AH 118	37047,5	52,4	7425
AH 119	37097,5	77,8	7475
AH 120	37147,5	76,3	7525
AH 121	37197,5	46,7	7575
AH 122	37247,5	80,7	7625

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AH 123	37297,5	81,4	7675
AH 124	37347,5	47,5	7725
AH 125	37397,5	79,2	7775
AH 126	37447,5	44,5	7825
AH 127	37497,5	77,6	7875
AH 128	37547,5	59,6	7925
AH 129	37597,5	69,4	7975
AH 130	37647,5	52,8	8025
AH 131	37697,5	55,1	8075
AH 132	37747,5	72,0	8125
AH 133	37797,5	65,1	8175
AH 134	37847,5	55,9	8225
AH 135	37897,5	76,6	8275
AH 136	37947,5	65,1	8325
AH 137	37997,5	59,7	8375
AH 138	38047,5	57,4	8425
AH 139	38097,5	55,9	8475
AH 140	38147,5	58,2	8525
AH 141	38197,5	80,7	8575
AH 142	38247,5	61,1	8625
AH 143	38297,5	51,3	8675
AH 144	38347,5	79,2	8725
AH 145	38397,5	58,0	8775
AH 146	38447,5	58,8	8825
AH 147	38497,5	76,9	8875
AH 148	38547,5	79,2	8925
AH 149	38597,5	46,0	8975
AH 150	38647,5	82,9	9025
AH 151	38697,5	69,0	9075
AH 152	38747,5	46,8	9125
AH 153	38797,5	82,4	9175
AH 154	38847,5	70,5	9225
AH 155	38897,5	63,8	9275
AH 156	38947,5	85,4	9325
AH 157	39202,5	56,4	9580
AH 158	39252,5	84,6	9630
AH 159	39302,5	85,4	9680
AH 160	39352,5	41,6	9730
AH 161	39402,5	82,3	9780
AH 162	39452,5	49,4	9830
AH 163	39502,5	53,1	9880
AH 164	39552,5	87,5	9930
AH 165	39602,5	62,8	9980
AH 166	39652,5	74,1	10030
AH 167	39702,5	53,1	10080
AH 168	39752,5	43,4	10130
AH 169	39802,5	81,5	10180
AH 170	39852,5	44,1	10230
AH 171	39902,5	86,1	10280
AH 172	39952,5	83,9	10330
AH 173	40002,5	37,9	10380
AH 174	40052,5	83,2	10430
AH 175	40102,5	56,4	10480
AH 176	40152,5	86,1	10530
AH 177	40202,5	54,2	10580
AH 178	40252,5	66,8	10630
AH 179	40302,5	81,7	10680
AH 180	40352,5	48,3	10730
AH 181	40402,5	84,7	10780
AH 182	40452,5	44,2	10830
AH 183	40502,5	81,1	10880

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AH 184	40552,5	72,9	10930
AH 185	40602,5	56,7	10980
AH 186	40652,5	85,5	11030
AH 187	40702,5	55,3	11080
AH 188	40752,5	82,5	11130
AH 189	40802,5	61,9	11180
AH 190	40852,5	81,1	11230
AH 191	40902,5	57,5	11280
AH 192	40952,5	80,3	11330
AH 193	41002,5	84,0	11380
AH 194	41052,5	51,6	11430
AH 195	41102,5	85,5	11480
AH 196	41152,5	66,3	11530
AH 197	41202,5	65,6	11580
AH 198	41252,5	83,3	11630
AH 199	41302,5	55,3	11680
AH 200	41352,5	79,6	11730
AH 201	41402,5	81,7	11780
AH 202	41452,5	79,3	11830
AH 203	41502,5	63,0	11880
AH 204	41552,5	83,2	11930
AH 205	41602,5	44,3	11980
AH 206	41652,5	75,4	12030
AH 207	41702,5	80,1	12080
AH 208	41752,5	41,2	12130
AH 209	41802,5	87,1	12180
AH 210	41852,5	81,7	12230
AH 211	41902,5	56,9	12280
AH 212	42302,5	83,8	12680
AH 213	42352,5	54,5	12730
AH 214	42402,5	83,8	12780
AH 215	42452,5	84,6	12830
AH 216	42502,5	59,3	12880
AH 217	42552,5	80,6	12930
AH 218	42602,5	60,1	12980
AH 219	42652,5	49,0	13030
AH 220	42702,5	64,8	13080
AH 221	42752,5	80,6	13130
AH 222	42802,5	53,0	13180
AH 223	42852,5	85,4	13230
AH 224	42902,5	83,0	13280
AH 225	42952,5	45,8	13330
AH 226	43002,5	79,8	13380
AH 227	43052,5	80,6	13430
AH 228	43102,5	53,7	13480
AH 229	43152,5	84,6	13530
AH 230	43202,5	83,8	13580
AH 231	43252,5	64,5	13630
AH 232	43302,5	86,8	13680
AH 233	43352,5	55,8	13730
AH 234	43402,5	52,6	13780
AH 235	43452,5	79,7	13830
AH 236	43502,5	50,2	13880
AH 237	43552,5	83,7	13930
AH 238	43602,5	66,9	13980
AH 239	43652,5	67,7	14030
AH 240	43702,5	69,3	14080
AH 241	43752,5	46,6	14130
AH 242	43802,5	84,1	14180
AH 243	43852,5	45,7	14230
AH 244	43902,5	81,7	14280

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AH 245	43952,5	58,0	14330
AH 246	44002,5	60,4	14380
AH 247	44052,5	80,9	14430
AH 248	44102,5	76,8	14480
AH 249	44152,5	62,9	14530
AH 250	44202,5	75,1	14580
AH 251	44252,5	59,1	14630
AH 252	44302,5	78,6	14680
AH 253	44352,5	49,4	14730
AH 254	44402,5	68,8	14780
AH 255	44452,5	78,6	14830
AH 256	44502,5	57,5	14880
AH 257	44552,5	81,8	14930
AH 258	44602,5	58,3	14980
AH 259	44652,5	83,4	15030
AH 260	44702,5	45,4	15080
AH 261	44752,5	84,2	15130
AH 262	44802,5	54,3	15180
AH 263	44852,5	82,6	15230
AH 264	44902,5	39,7	15280
AH 265	44952,5	78,6	15330
AH 266	45002,5	36,4	15380
AH 267	45052,5	82,6	15430
AH 268	45102,5	37,3	15480
AH 269	45152,5	87,5	15530
AH 270	45202,5	34,0	15580
AH 271	45252,5	84,2	15630
AH 272	45302,5	42,1	15680
AH 273	45352,5	82,6	15730
AH 274	45402,5	53,5	15780
AH 275	45452,5	85,0	15830
AH 276	45502,5	51,8	15880
AH 277	45552,5	82,6	15930
AH 278	45602,5	48,6	15980
AH 279	45652,5	85,0	16030
AH 280	45702,5	44,5	16080
AH 281	45752,5	82,6	16130
AH 282	45802,5	63,2	16180
AH 283	45852,5	83,4	16230
AH 284	45902,5	68,8	16280
AH 285	45952,5	76,9	16330
AH 286	46002,5	51,8	16380
AH 287	46052,5	66,4	16430
AH 288	46102,5	77,8	16480
AH 289	46152,5	84,2	16530
AH 290	46202,5	79,4	16580
AH 291	46252,5	80,6	16630
AH 292	46302,5	82,2	16680
AH 293	46352,5	50,6	16730
AH 294	46402,5	80,6	16780
AH 295	46452,5	83,0	16830
AH 296	46502,5	83,0	16880
AH 297	46552,5	82,2	16930
AH 298	46602,5	77,5	16980
AH 299	46652,5	78,2	17030
AH 300	46702,5	82,2	17080
AH 301	46752,5	83,7	17130
AH 302	46802,5	85,3	17180
AH 303	46852,5	54,2	17230
AH 304	46902,5	85,3	17280

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
AH 305	47275	88,4	17652,5
AH 306	47325	86,0	17702,5
AH 307	47375	66,1	17752,5
AH 308	47425	86,8	17802,5
AH 309	47475	70,9	17852,5
AH 310	47525	86,0	17902,5
AH 311	47575	87,7	17952,5
AH 312	47625	79,0	18002,5
AH 313	47675	85,4	18052,5
AH 314	47725	68,8	18102,5
AH 315	47775	83,8	18152,5
AH 316	47825	51,4	18202,5
AH 317	47875	86,9	18252,5
AH 318	47925	83,0	18302,5
AH 319	47975	88,3	18352,5
AH 320	48025	82,2	18402,5
AH 321	48075	88,6	18452,5
AH 322	48125	83,1	18502,5
AH 323	48175	87,0	18552,5
AH 324	48225	88,6	18602,5
AH 325	48275	88,6	18652,5
AH 326	48325	86,2	18702,5
AH 327	48375	88,6	18752,5
AH 328	48425	43,1	18802,5
AH 329	48475	87,8	18852,5
AH 330	48525	27,4	18902,5
AH 331	48575	92,3	18952,5
AH 332	48625	69,7	19002,5
AH 333	48675	89,1	19052,5
AH 334	48725	78,6	19102,5
AH 335	48775	92,3	19152,5
AH 336	48825	42,1	19202,5
AH 337	48875	49,4	19252,5
AH 338	48925	86,7	19302,5
AH 339	48975	91,5	19352,5
AH 340	49025	88,3	19402,5
AH 341	49075	48,2	19452,5
AH 342	49125	90,0	19502,5
AH 343	49175	59,4	19552,5
AH 344	49225	87,6	19602,5
AH 345	49275	90,0	19652,5
AH 346	49325	90,8	19702,5
AH 347	49375	90,8	19752,5
AH 348	49425	90,8	19802,5
AH 349	49475	70,7	19852,5
AH 350	49525	88,4	19902,5
AH 351	49575	90,8	19952,5
AH 352	49625	91,6	20002,5
AH 353	49675	90,8	20052,5
AH 354	49725	82,7	20102,5
AH 355	49775	90,0	20152,5
AH 356	49825	90,8	20202,5
AH 357	49875	90,0	20252,5
AH 358	49925	88,4	20302,5
AH 359	49975	86,0	20352,5
AH 360	50025	81,9	20402,5
AH 361	50075	87,6	20452,5
AH 362	50125	89,2	20502,5
AH 363	50175	90,8	20552,5
AH 364	50225	89,2	20602,5

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
ABa 1	50275	42,2	37,5
ABa 2	50325	45,4	87,5
ABa 3	50375	47,8	137,5
ABa 4	50425	86,8	187,5
ABa 5	50475	49,4	237,5
ABa 6	50525	90,0	287,5
ABa 7	50575	83,7	337,5
ABa 8	50625	90,0	387,5
ABa 9	50675	87,6	437,5
ABa 10	50725	87,6	487,5
ABa 11	50775	88,4	537,5
ABa 12	50825	86,8	587,5
ABa 13	50875	85,3	637,5
ABa 14	50925	67,7	687,5
ABa 15	50975	57,4	737,5
ABa 16	51025	55,8	787,5
ABa 17	51075	59,8	837,5
ABa 18	51125	82,9	887,5
ABa 19	51175	82,9	937,5
ABa 20	51225	68,5	987,5
ABa 21	51275	66,1	1037,5
ABa 22	51325	71,7	1087,5
ABa 23	51375	54,2	1137,5
ABa 24	51425	29,5	1187,5
ABa 25	51475	86,0	1237,5
ABa 26	51525	86,0	1287,5
ABa 27	51575	48,6	1337,5
ABa 28	51625	86,0	1387,5
ABa 29	51675	86,8	1437,5
ABa 30	51725	85,3	1487,5
ABa 31	51775	42,2	1537,5
ABa 32	51825	87,6	1587,5
ABa 33	51875	46,2	1637,5
ABa 34	51925	84,5	1687,5
ABa 35	51975	56,6	1737,5
ABa 36	52025	86,8	1787,5
ABa 37	52075	59,3	1837,5
ABa 38	52125	83,0	1887,5
ABa 39	52175	67,2	1937,5
ABa 40	52225	87,7	1987,5
ABa 41	52275	84,6	2037,5
ABa 42	52325	41,1	2087,5
ABa 43	52375	86,9	2137,5
ABa 44	52425	62,4	2187,5
ABa 45	52475	83,0	2237,5
ABa 46	52525	83,8	2287,5
ABa 47	52575	59,9	2337,5
ABa 48	52625	65,6	2387,5

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
ABa 49	52675	75,3	2437,5
ABa 50	52725	88,3	2487,5
ABa 51	52775	63,2	2537,5
ABa 52	52825	85,0	2587,5
ABa 53	52875	61,6	2637,5
ABa 54	52925	88,3	2687,5
ABa 55	52975	68,5	2737,5
ABa 56	53025	72,5	2787,5
ABa 57	53075	88,4	2837,5
ABa 58	53125	48,6	2887,5
ABa 59	53175	66,9	2937,5
ABa 60	53225	81,3	2987,5
ABa 61	53405	89,2	3167,5
ABa 62	53455	89,2	3217,5
ABa 63	53505	76,5	3267,5
ABa 64	53555	81,3	3317,5
ABa 65	53605	83,8	3367,5
ABa 66	53655	90,1	3417,5
ABa 67	53705	89,3	3467,5
ABa 68	53755	74,3	3517,5
ABa 69	53805	94,0	3567,5
ABa 70	53855	85,4	3617,5
ABa 71	53905	93,3	3667,5
ABa 72	53955	94,0	3717,5
ABa 73	54005	92,5	3767,5
ABa 74	54055	83,8	3817,5
ABa 75	54105	93,2	3867,5
ABa 76	54155	77,3	3917,5
ABa 77	54205	90,0	3967,5
ABa 78	54255	88,4	4017,5
ABa 79	54305	83,7	4067,5
ABa 80	54355	79,7	4117,5
ABa 81	54405	37,4	4167,5
ABa 82	54455	87,6	4217,5
ABa 83	54505	88,4	4267,5
ABa 84	54555	35,1	4317,5
ABa 85	54605	31,9	4367,5
ABa 86	54655	89,2	4417,5
ABa 87	54705	29,7	4467,5
ABa 88	54755	94,0	4517,5
ABa 89	54805	92,4	4567,5
ABa 90	54855	92,4	4617,5
ABa 91	54905	28,9	4667,5
ABa 92	54955	94,8	4717,5
ABa 93	55005	25,7	4767,5
ABa 94	55055	94,0	4817,5
ABa 95	55105	93,2	4867,5
ABa 96	55155	97,2	4917,5

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
ABa 97	55205	85,6	4967,5
ABa 98	55255	92,6	5017,5
ABa 99	55305	87,1	5067,5
ABa 100	55355	91,0	5117,5
ABa 101	55405	90,2	5167,5
ABa 102	55455	82,4	5217,5
ABa 103	55505	28,8	5267,5
ABa 104	55555	91,0	5317,5
ABa 105	55605	91,8	5367,5
ABa 106	55655	94,1	5417,5
ABa 107	55705	90,9	5467,5
ABa 108	55755	29,0	5517,5
ABa 109	55805	24,3	5567,5
ABa 110	55855	89,4	5617,5
ABa 111	55905	91,7	5667,5
ABa 112	55955	92,5	5717,5
ABa 113	56005	91,7	5767,5
ABa 114	56055	82,3	5817,5
ABa 115	56105	89,4	5867,5
ABa 116	56155	87,8	5917,5
ABa 117	56205	85,7	5967,5
ABa 118	56255	91,1	6017,5
ABa 119	56305	91,8	6067,5
ABa 120	56355	91,1	6117,5
ABa 121	56405	91,8	6167,5
ABa 122	56455	93,4	6217,5
ABa 123	56505	21,6	6267,5
ABa 124	56555	91,8	6317,5
ABa 125	56605	93,4	6367,5
ABa 126	56655	19,3	6417,5
ABa 127	56705	27,2	6467,5
ABa 128	56755	92,6	6517,5
ABa 129	56805	89,4	6567,5
ABa 130	56855	90,2	6617,5
ABa 131	56905	93,3	6667,5
ABa 132	56955	92,6	6717,5
ABa 133	57005	93,3	6767,5
ABa 134	57055	92,6	6817,5
ABa 135	57105	93,3	6867,5
ABa 136	57155	90,2	6917,5
ABa 137	57205	91,6	6967,5
ABa 138	57255	90,8	7017,5
ABa 139	57305	91,6	7067,5
ABa 140	57355	92,4	7117,5
ABa 141	57405	94,0	7167,5
ABa 142	57455	94,8	7217,5
ABa 143	57505	91,6	7267,5
ABa 144	57555	92,4	7317,5

n° éch.	prof. éch. T (cm)	% CaCO ₃	prof. éch. (cm)
ABa 145	57605	91,6	7367,5
ABa 146	57655	90,8	7417,5
ABa 147	57705	92,4	7467,5
ABa 148	57755	93,2	7517,5
ABa 149	57805	94,0	7567,5
ABa 150	57855	91,6	7617,5
ABa 151	57905	93,2	7667,5
ABa 152	57955	91,6	7717,5
ABa 153	58005	93,2	7767,5
ABa 154	58055	94,0	7817,5
ABa 155	58105	92,4	7867,5
ABa 156	58155	97,2	7917,5
ABa 157	58205	97,2	7967,5
ABa 158	58255	91,7	8017,5
ABa 159	58305	91,7	8067,5
ABa 160	58355	95,6	8117,5
ABa 161	58405	87,7	8167,5
ABa 162	58455	30,8	8217,5
ABa 163	58505	64,8	8267,5
ABa 164	58555	41,9	8317,5
ABa 165	58605	41,1	8367,5
ABa 166	58655	88,5	8417,5
ABa 167	58705	89,4	8467,5
ABa 168	58755	92,5	8517,5
ABa 169	58805	90,9	8567,5
ABa 170	58855	85,5	8617,5
ABa 171	58905	85,5	8667,5
ABa 172	58955	85,5	8717,5
ABa 173	59005	52,5	8767,5
ABa 174	59055	72,9	8817,5
ABa 175	59105	59,6	8867,5
ABa 176	59155	72,1	8917,5
ABa 177	59205	38,7	8967,5
ABa 178	59255	90,9	9017,5
ABa 179	59305	84,6	9067,5
ABa 180	59355	91,7	9117,5
ABa 181	59405	86,1	9167,5
ABa 182	59455	93,3	9217,5
ABa 183	59505	86,1	9267,5
ABa 184	59555	90,1	9317,5
ABa 185	59605	90,1	9367,5
ABa 186	59655	83,8	9417,5
ABa 187	59705	84,5	9467,5
ABa 188	59755	87,6	9517,5
ABa 189	59805	40,6	9567,5
ABa 190	59855	41,4	9617,5
ABa 191	59905	90,8	9667,5
ABa 192	59955	61,3	9717,5

ANNEXE 4

ANNEXE 4a1 (SITE 535)

n° carotte n° section	prof. éch. (m)	% CaCO3	niv. de gris	ln (niv. de gris)
19.1	164,34	92,0	140	4,94
20.2	175,81	87,7	105	4,65
20.3	177,75	94,0	147	4,99
20.4	179,43	89,0	71	4,26
21.1	184,20	89,0	119	4,78
21.4	187,82	80,2	94	4,54
21.4	188,32	81,2	116	4,75
21.5	189,45	99,0	252	5,53
22.1	192,88	93,0	66	4,19
22.4	197,72	99,0	131	4,88
22.4	197,99	90,7	88	4,48
23.1	202,87	98,0	176	5,17
23.4	207,72	91,0	114	4,74
23.5	208,02	82,6	40	3,69
24.4	216,87	81,5	99	4,60
25.1	221,94	86,9	109	4,69
25.2	223,31	89,0	102	4,63
26.1	230,71	81,3	85	4,44
26.1	230,74	86,0	85	4,44
27.1	241,16	85,0	97	4,58
27.3	244,02	74,7	98	4,59
28.1	249,96	82,0	132	4,88
28.5	255,79	90,0	154	5,04
28.6	257,10	75,7	81	4,39
30.1	269,41	80,0	111	4,71
30.1	269,96	76,8	58	4,06
30.4	273,63	58,0	80	4,38
30.4	273,69	61,3	83	4,42
30.4	273,78	92,0	255	5,54
32.1	288,18	86,0	84	4,43
32.3	290,59	74,4	46	3,83
32.3	291,38	99,0	202	5,31
33.1	297,74	65,8	92	4,52
33.5	303,49	78,0	95	4,55
33.cc	306,65	89,0	135	4,91
34.2	308,47	80,7	173	5,15
34.2	308,64	90,0	245	5,50
36.1	326,04	68,0	30	3,40
36.2	327,64	77,0	60	4,09
36.5	332,76	96,0	164	5,10
37.3	338,49	91,9	155	5,04
37.3	338,62	90,0	190	5,25
37.5	341,98	97,0	204	5,32
38.1	345,13	89,9	101	4,62
38.4	349,67	92,0	221	5,40
39.5	360,56	95,3	133	4,89
40.1	363,99	92,0	141	4,95

n° carotte n° section	prof. éch. (m)	% CaCO3	niv. de gris	ln (niv. de gris)
40.1	364,56	92,9	172	5,15
41.5	380,20	78,0	131	4,88
41.5	380,42	65,0	30	3,40
43.1	392,12	82,8	42	3,74
44.1	401,81	67,2	82	4,41
48.1	437,51	58,4	114	4,74
48.5	443,67	31,0	9	2,20
49.3	449,91	46,9	28	3,33
50.2	456,63	91,0	157	5,06
50.2	457,25	35,0	29	3,37
50.2	457,26	29,0	13	2,57
50.4	459,81	48,0	19	2,94
51.1	464,39	90,0	255	5,54
51.2	465,74	43,0	61	4,11
51.3	467,25	85,0	117	4,76
52.1	473,64	59,8	57	4,04
52.4	477,57	68,0	15	2,71
54.1	487,24	71,0	49	3,89
54.2	489,47	93,6	178	5,18
54.3	490,44	85,0	82	4,41
54.6	495,02	56,7	58	4,06
55.1	497,32	83,8	181	5,20
55.5	503,35	68,0	22	3,09
55.5	503,62	74,0	63	4,14
55.5	503,71	86,0	175	5,17
55.5	503,91	90,0	153	5,03
55.6	504,31	90,0	223	5,41
56.1	506,26	73,0	29	3,37
56.1	506,79	86,0	120	4,79
56.3	510,31	91,9	90	4,50
56.4	511,11	61,2	32	3,47
56.5	512,78	37,5	4	1,39
57.3	518,52	71,3	23	3,14
57.3	518,69	54,4	72	4,28
57.3	519,09	85,0	222	5,40
57.4	520,84	90,7	117	4,76
58.2	527,59	61,9	14	2,64
58.4	529,56	86,5	241	5,49
59.2	536,38	56,4	61	4,11
59.4	539,08	70,0	8	2,08
61.2	553,63	88,0	156	5,05
61.2	554,15	80,0	65	4,17
62.1	562,06	84,4	49	3,89
62.2	563,16	62,0	16	2,77
62.4	565,51	55,0	4	1,39
62.4	566,02	85,0	70	4,25
62.5	567,42	91,0	255	5,54

n° carotte n° section	prof. éch. (m)	% CaCO3	niv. de gris	ln (niv. de gris)
63.1	570,66	92,0	255	5,54
63.4	575,54	31,4	2	0,69
63.4	575,63	57,0	2	0,69
64.4	584,06	65,2	17	2,83
64.5	585,12	90,9	199	5,29
65.2	589,88	90,4	190	5,25
65.2	590,71	87,5	68	4,22
65.2	590,82	77,9	60	4,09
65.2	590,95	55,5	5	1,61
65.4	592,70	91,3	255	5,54
66.4	601,65	77,0	42	3,74
66.4	602,32	60,0	13	2,57
66.4	602,58	90,0	159	5,07
66.5	603,57	90,9	68	4,22
67.1	607,06	88,7	208	5,34
67.2	608,84	61,6	27	3,30
67.2	608,85	58,0	13	2,57
67.3	609,75	22,9	53	3,97
67.4	611,34	64,0	50	3,91
67.4	611,39	89,0	128	4,85
68.2	613,17	22,0	6	1,79
68.4	615,38	83,0	127	4,84
68.5	617,23	15,0	36	3,58
69.1	620,13	79,2	88	4,48
69.3	622,95	49,0	35	3,56
69.6	627,87	47,5	22	3,09
69.6	627,88	44,0	25	3,22
70.5	635,08	61,2	30	3,40
71.1	638,59	64,3	47	3,85
71.2	639,57	55,0	41	3,71
71.3	641,47	36,2	12	2,49
71.3	641,48	45,0	35	3,56
71.4	642,33	93,7	255	5,54
72.4	651,52	74,0	36	3,58
72.4	651,84	51,0	10	2,30
72.4	651,85	58,0	8	2,08
73.1	656,42	19,1	11	2,40
73.1	656,44	44,0	10	2,30
73.3	658,74	64,0	25	3,22
73.3	658,93	76,3	30	3,40
74.1	665,63	57,0	22	3,09
74.2	667,19	44,2	15	2,71
75.3	677,66	61,0	5	1,61
75.3	677,67	43,0	6	1,79
76.2	685,42	44,0	18	2,89
78.1	696,35	70,0	43	3,76
78.1	696,36	62,9	47	3,85

ANNEXES 4b1 (SITE 535)

n° carotte	niv. de gris moy.	% CaCO ₃ moy. (ln(x) - 0,857) / 0,044	nb. cycles ≥ 5 cm	flux moyen	flux carbonaté moyen (flux total * % en CaCO ₃) / 100	flux terrigène moyen flux total - flux carbonaté
48	144	93,5	33	5,40	5,05	0,35
49	104	86,0	37	6,04	5,19	0,85
50	156	95,3	42	6,86	6,54	0,32
51	135	92,0	51	8,33	7,66	0,67
52	119	89,0	59	9,63*	8,57	1,06
53	116	88,6	49	8,00	7,09	0,91
54	93	83,5	44	7,19	6,00	1,19
55	95	84,0	48	7,84	6,58	1,26
56	101	85,4	36	5,90	5,04	0,86
57	106	86,5	43	7,02	6,07	0,95
58	168	96,9	31	5,06	4,90	0,16
59	163	96,3	36	5,88	5,66	0,22
60	121	89,5	42	6,86	6,14	0,72
61	107	86,7	61	9,96	8,63	1,33
62	117	88,8	44,5	7,27	6,45	0,82
63	132	91,5	54	8,82	8,07	0,75
64	117	88,7	38	6,21	5,51	0,70
65	126	90,4	65,5	10,70	9,67	1,03
66	100	85,2	54,5	8,90	7,58	1,32
67	142	93,2	86	14,05	13,09	0,96
68	149	94,2	76	12,41	11,69	0,72
69	154	95,0	60	9,80	9,31	0,49
70	139	92,7	53	8,66	8,03	0,63
71	189	99,7	61	9,96	9,93	0,03
72	135	92,0	37	6,04	5,55	0,49
73	139	92,6	55	8,98	8,31	0,67
74	133	91,7	79	12,90	11,82	1,08
75	107	86,7	71	11,60	10,06	1,54

ANNEXE 4c1 (SITE 535)

n° carotte	nombre de cycles ≥ 5 cm	indice de classement des carbonates	indice de VFC (Ba / 51,66) * Ca	indice de classement des terrigènes	indice de VFT (Ba / 51,66) * Ca
48	33	5,90	3,77	5,59	0,41
49	37	6,35	4,55	4,27	0,38
50	42	5,86	4,76	4,97	0,46
51	51	5,73	5,66	3,41	0,37
52	59	6,62	7,56	3,60	0,53
53	49	5,83	5,53	3,85	0,41
54	44	6,00	5,11	4,00	0,40
55	48	6,44	5,98	3,71	0,43
56	36	6,70	4,67	3,77	0,34
57	43	6,71	5,59	3,70	0,40
58	31	6,54	3,92	4,32	0,33
59	36	7,06	4,92	2,73	0,26
60	42	8,37	6,80	2,56	0,34
61	61	7,16	8,45	3,18	0,52
62	44,5	7,82	6,74	3,41	0,44
63	54	7,81	8,16	3,76	0,59
64	38	7,78	5,72	3,68	0,41
65	65,5	8,14	10,32	3,97	0,79
66	54,5	6,67	7,04	2,79	0,38
67	86	5,83	9,71	4,87	0,91
68	76	5,86	8,62	5,29	0,88
69	60	7,59	8,82	3,79	0,65
70	53	7,82	8,02	3,82	0,59
71	61	7,22	8,53	4,47	0,74
72	37	5,71	4,09	4,98	0,39
73	55	6,37	6,78	5,22	0,68
74	79	4,66	7,13	4,45	0,61
75	71	4,87	6,69	4,87	0,63

n° carotte n° section	prof. éch. (m)	% CaCO3	niv. de gris	ln (niv. de gris)
24.2	743,24	0,1	21	3,04
24.3	745,12	0,1	62	4,13
25.1	751,8	7	31	3,43
25.1	751,81	0,1	33	3,50
25.1	751,85	0,1	21	3,04
26.1	760,44	0,1	63	4,14
26.cc	760,59	0,1	22	3,09
27.1	764,65	0,9	48	3,87
27.1	765,04	0,1	28	3,33
27.1	765,62	0,5	40	3,69
27.2	766,82	9	53	3,97
28.1	774,76	0,1	5	1,61
28.2	776,51	0,1	49	3,89
29.1	783,59	0,1	38	3,64
29.2	785,73	0,1	19	2,94
31.1	802,61	0,1	8	2,08
32.1	812,16	5,2	4	1,39
32.1	812,76	0,1	9	2,20
33.1	821,87	0,2	46	3,83
33.1	822,71	0,1	2	0,69
34.2	833,13	0,1	22	3,09
34.2	833,2	10	36	3,58
34.2	833,53	0,1	10	2,30
35.1	841,56	0,1	18	2,89
35.2	843,35	3,6	35	3,56
35.3	843,86	14,5	41	3,71
36.1	850,14	0,6	49	3,89
36.3	854,25	0,1	23	3,14
37.3	863,46	0,1	47	3,85
38.4	874,05	0,1	38	3,64
39.3	882,35	0,1	36	3,58
41.1	896,45	1	37	3,61
41.6	904,3	0,1	40	3,69
42.1	905,11	0,9	28	3,33
42.1	906,15	1	72	4,28
42.3	908,38	0,1	3	1,10
43.2	916,58	13	73	4,29
44.1	923,96	27	52	3,95
45.3	935,98	31	42	3,74
45.4	936,57	67,8	134	4,90
46.1	941,46	43,6	73	4,29

n° carotte n° section	prof. éch. (m)	% CaCO3	niv. de gris	ln (niv. de gris)
46.1	941,48	48	60	4,09
47.2	952,79	93,5	205	5,32
48.1	959,5	93,3	147	4,99
49.5	970,11	91,7	195	5,27
49.7	972,62	32	37	3,61
50.1	972,91	33	16	2,77
50.3	975,99	85,7	163	5,09
52.2	992,53	50,9	56	4,03
52.4	996,04	88,4	213	5,36
53.2	1002,06	34	8	2,08
54.1	1009,2	75	65	4,17
54.1	1009,53	79	95	4,55
54.1	1009,86	88,5	201	5,30
55.2	1019,77	35	19	2,94
55.3	1020,5	90,8	124	4,82
55.3	1021,04	80,8	115	4,74
56.1	1027,03	75,2	90	4,50
58.1	1045,39	36	74	4,30
58.1	1045,4	38,8	79	4,37
58.4	1049,21	28,2	68	4,22
59.1	1053,63	41,5	72	4,28
59.2	1055,89	74,5	110	4,70
60.1	1063,62	93,9	208	5,34
61.1	1072,53	11	4	1,39
61.2	1073,59	80,9	114	4,74
62.1	1080,83	69,1	73	4,29
62.1	1080,85	51	86	4,45
63.1	1089,92	36,6	40	3,69
63.2	1091,41	65	91	4,51
64.1	1099,65	90,7	207	5,33
64.3	1101,96	19	36	3,58
64.4	1103,88	83,3	159	5,07
65.1	1108,87	14	42	3,74
65.3	1111,4	90	170	5,14
65.3	1111,4	86,3	158	5,06
66.1	1117,63	29	29	3,37
66.3	1120,49	92,9	240	5,48
67.1	1125,77	82,7	161	5,08
67.3	1128,67	24	12	2,48
67.3	1129,68	32,9	54	3,99
68.1	1131,27	85,9	91	4,51

n° carotte n° section	prof. éch. (m)	% CaCO3	niv. de gris	ln (niv. de gris)
68.1	1131,29	73	68	4,22
69.1	1139,32	93,3	143	4,96
69.2	1141,56	32	23	3,14
69.5	1145,27	34,4	16	2,77
70.2	1150,26	93,5	236	5,46
70.5	1154,22	58	115	4,74
70.5	1154,23	85,1	126	4,84
71.1	1157,7	92,8	148	5,00
71.4	1161,63	62,8	82	4,41
71.5	1163,9	27	29	3,37
72.1	1166,42	88	94	4,54
72.6	1173,94	92,1	225	5,42
73.1	1175,85	30,3	24	3,18
73.3	1178,94	90,1	239	5,48
74.2	1186,31	81,6	119	4,78
74.3	1187,3	41	76	4,33
74.4	1188,73	88,5	232	5,45
75.1	1193,55	86	186	5,23
75.1	1193,55	80,1	176	5,17
75.6	1201,02	25,1	47	3,85
76.4	1207,02	17,3	17	2,83
76.6	1210,1	88	197	5,28
76.6	1210,11	90,9	206	5,33
77.1	1211,62	81,3	149	5,00
77.2	1213,06	12,9	16	2,77
77.3	1214,47	94	241	5,48
78.1	1216,2	18,6	20	3,00
79.2	1226,09	14,8	10	2,30
79.4	1229,27	73	111	4,71
80.3	1237,07	71	97	4,57
80.3	1237,07	76,8	109	4,69
80.4	1238,5	45,4	138	4,93
81.2	1244,48	80,5	183	5,21
81.4	1247,28	82,9	136	4,91
81.4	1247,31	82	120	4,79
82.2	1253,23	84,8	218	5,38
83.2	1262,53	73	120	4,79
83.2	1262,54	81,5	161	5,08
83.5	1267,37	58,9	102	4,62
84.4	1273,31	75	117	4,76
84.4	1273,31	73,2	104	4,64

n° carotte n° section	prof. éch. (m)	% CaCO3	niv. de gris	ln (niv. de gris)
85.1	1277,28	79,5	146	4,98
85.1	1277,28	78,6	164	5,10
85.3	1280,73	85	249	5,52
85.3	1280,73	76,8	239	5,48
86.1	1286,35	90	209	5,34
86.1	1286,36	85,9	194	5,27
86.3	1289,62	84,3	232	5,45
87.1	1295,33	92	141	4,95
87.1	1295,33	87,6	190	5,25
87.4	1299,7	86	182	5,20
88.1	1304,2	90,4	153	5,03
88.1	1304,22	91	147	4,99
88.4	1308,7	92	230	5,44
89.3	1316,2	94,8	220	5,39
89.4	1317,7	90	184	5,21
89.4	1317,7	88,1	170	5,14
90.1	1323,06	78	206	5,33
90.1	1323,07	77,4	172	5,15
90.4	1327,99	51	114	4,74
91.1	1331,32	92	201	5,30
91.1	1331,32	90,7	233	5,45
91.4	1336,13	87,5	218	5,38
92.2	1341,72	66,7	101	4,62
92.6	1347,67	50	59	4,08
92.6	1347,69	56,3	58	4,06
93.3	1352,86	94,4	255	5,54
93.4	1353,58	66	133	4,89
93.4	1353,58	64,7	35	3,56
94.2	1355,1	37	58	4,06
94.2	1355,11	61,6	49	3,89
94.4	1358,63	89,1	231	5,44
95.3	1366,07	30	42	3,74
95.3	1366,1	31,1	48	3,87
95.5	1368,82	38,8	40	3,69
96.2	1374,41	17	42	3,74
96.2	1374,41	17,8	42	3,74
99.2	1398,46	23	69	4,23
99.3	1399,13	24,4	12	2,48
100.3	1404,94	12	13	2,56
101.3	1413,46	59,2	71	4,26
101.3	1413,46	31	46	3,83

ANNEXE 4b2 (SITE 534)

n° carotte	niv. de gris moy.	% moy. CaCO ₃ (ln(x) - 2,983) / 0,024	nb. cycles ≥ 5 cm	flux total	flux carbonaté (FT * % en CaCO ₃) / 100	flux terrigène (FT - FC)
46	125	76,9	70	9,34	7,18	2,16
47	54	41,9	71	9,48	3,97	5,51
48	67	50,9	69	9,21	4,69	4,52
49	87	61,8	67	8,94	5,52	3,42
50	88	62,3	58	7,75	4,83	2,92
51	156	86,1	89	11,88	10,22	1,65
52	135	80,1	74	9,88	7,91	1,96
53	97	66,3	63	8,41	5,58	2,83
54	140	81,6	59	7,88	6,43	1,45
55	63	48,3	57	7,61	3,68	3,93
56	84	60,3	25	3,34	2,03	1,33
57	42	31,4	32	4,27	1,35	2,94
58	95	65,4	50	6,68	4,37	2,31
59	102	68,4	58	7,74	5,29	2,45
60	73	54,5	68	9,08	4,94	4,13
61	66	50,3	57	7,61	3,83	3,78
62	88	62,3	40	5,34	3,33	2,02
63	81	58,8	67	8,94	5,26	3,68
64	133	79,5	69	9,21	7,32	1,89
65	72	53,9	67	8,94	4,82	4,12
66	121	75,5	63	8,41	6,35	2,06
67	100	67,6	65	8,68	5,87	2,81
68	117	74,1	64	8,54	6,33	2,21
69	104	69,2	58	7,74	5,36	2,38
70	131	78,8	50	6,68	5,26	1,42
71	128	77,9	52	6,94	5,41	1,54
72	146	83,3	50	6,68	5,56	1,12
73	142	82,2	61	8,14	6,69	1,45
74	116	73,8	68	9,08	6,69	2,38
75	107	70,4	65	8,68	6,11	2,57
76	128	77,9	64	8,54	6,65	1,89
77	145	83,1	59	7,88	6,55	1,33
78	120	75,2	45	6,01	4,53	1,49
79	117	74,1	56	7,48	5,54	1,94
80	121	75,5	47	6,28	4,74	1,54
81	87	61,8	46	6,14	3,80	2,35
82	154	85,6	84	11,22	9,59	1,61
83	179	91,8	80	10,68	9,80	0,87
84	152	85	97	12,95	10,99	1,94
85	200	96,5	93	12,42	11,97	0,43
86	171	89,9	78	10,41	9,35	1,05
87	139	81,3	79	10,55	8,57	1,97
88	203	97,1	72	9,61	9,33	0,28
89	191	94,5	57	7,61	7,19	0,42
90	205	97,5	61	8,14	7,94	0,20
91	202	96,9	65	8,68	8,41	0,27
92	126	77,2	82	10,95	8,45	2,49
93	123	76,2	83	11,08	8,44	2,63
94	94	65	89	11,88	7,72	4,15
95	79	57,8	76	10,15	5,86	4,28
96	82	59,3	64	8,54	5,06	3,48

ANNEXE 4c2 (SITE 534)

n° carotte	nombre de cycles ≥ 5 cm	indice de classement des carbonates	indice de VFC (Ba / 64,4) * Ca	indice de classement des terrigènes	indice de VFT (Ba / 64,4) * Ca
46	70	4,55	4,94	5,18	0,40
47	71	5,85	6,45	2,47	0,25
48	69	5,31	5,69	2,89	0,26
49	67	5,78	6,01	3,53	0,33
50	58	5,86	5,28	3,66	0,30
51	89	6,68	9,23	4,31	0,62
52	74	6,21	7,13	3,91	0,43
53	63	5,91	5,78	3,89	0,35
54	59	6,99	6,40	3,98	0,40
55	57	3,43	3,03	2,99	0,14
56	25	4,75	1,84	3,81	0,11
57	32	7,15	3,55	1,81	0,10
58	50	6,21	4,82	3,08	0,23
59	58	4,86	4,38	4,03	0,27
60	68	4,65	4,91	2,74	0,21
61	57	5,20	4,60	3,03	0,22
62	40	4,70	2,92	3,69	0,17
63	67	4,29	4,46	3,56	0,25
64	69	5,37	5,75	4,94	0,44
65	67	4,60	4,78	3,33	0,25
66	63	5,76	5,63	4,46	0,39
67	65	6,49	6,55	4,03	0,41
68	64	6,83	6,79	4,28	0,45
69	58	6,42	5,78	4,22	0,38
70	50	6,30	4,89	4,52	0,34
71	52	6,04	4,88	4,33	0,33
72	50	6,41	4,98	4,14	0,32
73	61	6,45	6,11	4,25	0,40
74	68	6,16	6,50	4,18	0,42
75	65	6,35	6,41	3,78	0,38
76	64	5,88	5,84	4,52	0,41
77	59	5,95	5,45	5,03	0,43
78	45	6,07	4,24	4,42	0,29
79	56	6,32	5,49	3,53	0,30
80	47	6,26	4,57	4,30	0,30
81	46	5,74	4,10	3,30	0,21
82	84	6,65	8,67	4,17	0,56
83	80	5,41	6,72	4,41	0,46
84	97	5,58	8,40	4,33	0,56
85	93	4,50	6,50	4,53	0,46
86	78	4,25	5,15	5,42	0,43
87	79	4,81	5,90	4,26	0,39
88	72	3,94	4,40	4,97	0,34
89	57	3,82	3,38	5,58	0,29
90	61	2,91	2,76	6,16	0,26
91	65	2,88	2,91	5,72	0,26
92	82	5,37	6,84	4,71	0,50
93	83	6,60	8,51	4,50	0,60
94	89	7,80	10,78	2,89	0,48
95	76	7,78	9,18	2,65	0,38
96	64	5,55	5,51	3,75	0,32

ANNEXE 4d (série ANGLES-VERGONS)

n° tranche (L = 9,5 m)	nb. cycles ≥ 10 cm	% CaCO ₃	flux moyen (9,5 * [nb cycles/16,19])	flux carbonaté moyen (FT * % CaCO ₃) / 100	flux terrigène moyen flux total - flux carbonaté
1	10	96,4	5,9	5,7	0,21
2	19	93,7	11,1	10,4	0,70
3	32	87,8	18,8	16,5	2,29
4	28	91,1	16,4	15,0	1,46
5	30	87,2	17,6	15,4	2,25
6	21	81,4	12,3	10,0	2,29
7	27	83,7	15,8	13,3	2,58
8	22	80,2	12,9	10,4	2,56
9	21	78,6	12,3	9,7	2,64
10	18	76,3	10,6	8,1	2,50
11	18	80,7	10,6	8,5	2,04
12	17	72,0	10,0	7,2	2,79
13	19	74,7	11,1	8,3	2,82
14	15	74,5	8,8	6,6	2,24
15	21	73,5	12,3	9,1	3,27
16	18	68,3	10,6	7,2	3,35
17	12	62,2	7,0	4,4	2,66
18	9	62,2	5,3	3,3	2,00
19	8	55,2	4,7	2,6	2,10
20	13	60,7	7,6	4,6	3,00
21	9	57,8	5,3	3,1	2,23
22	15	68,6	8,8	6,0	2,76
23	15	67,2	8,8	5,9	2,89
24	15	64,9	8,8	5,7	3,09
25	15	62,9	8,8	5,5	3,27
26	18	65,7	10,6	6,9	3,62
27	20	67,5	11,7	7,9	3,81
28	19	66,8	11,1	7,4	3,70
29	13	64,8	7,6	4,9	2,69
30	17	66,0	10,0	6,6	3,39
31	14	74,3	8,2	6,1	2,11

Feuille 1

ANNEXE 4d (série ANGLES-VERGONS)

n° tranche (L = 9,5 m)	nb. cycles ≥ 10 cm	% CaCO ₃	flux moyen (9,5 * [nb cycles/16,19])	flux carbonaté moyen (FT * % CaCO ₃) / 100	flux terrigène moyen flux total - flux carbonaté
32	13	79,3	7,6	6,0	1,58
33	16	76,4	9,4	7,2	2,22
34	15	76,6	8,8	6,7	2,06
35	13	71,3	7,6	5,4	2,19
36	10	74,2	5,9	4,4	1,51
37	11	77,0	6,5	5,0	1,48
38	18	76,4	10,6	8,1	2,49
39	15	69,0	8,8	6,1	2,73
40	15	63,4	8,8	5,6	3,22
41	9	68,9	5,3	3,6	1,64
42	14	65,9	8,2	5,4	2,80
43	13	70,7	7,6	5,4	2,24
44	14	72,1	8,2	5,9	2,29
45	10	70,8	5,9	4,2	1,71
46	10	67,5	5,9	4,0	1,91
47	11	66,0	6,5	4,3	2,19
48	12	67,6	7,0	4,8	2,28
49	11	79,2	6,5	5,1	1,34
50	15	79,3	8,8	7,0	1,82
51	15	77,0	8,8	6,8	2,02
52	22	85,0	12,9	11,0	1,94
53	20	79,5	11,7	9,3	2,41
54	15	69,5	8,8	6,1	2,68
55	11	71,6	6,5	4,6	1,83
56	15	79,0	8,8	7,0	1,85
57	13	77,4	7,6	5,9	1,72
58	17	81,9	10,0	8,2	1,81
59	18	77,0	10,6	8,1	2,43
60	20	85,3	11,7	10,0	1,73
61	19	85,8	11,1	9,6	1,58
62	24	76,5	14,1	10,8	3,31
63	18	75,6	10,6	8,0	2,58

Feuille 2

RESUME

Les alternances calcaire-marne d'âge crétacé inférieur des sites océaniques DSDP 534 (Atlantique Central) et 535 (golfe du Mexique) et du bassin vocontien (Sud-Est de la France), représentant de beaux exemples de cycles de productivité du carbonate de calcium, ont été choisies comme cadre d'étude pour démontrer :

- le lien entre les variations cycliques de la teneur en CaCO_3 et les paramètres orbitaux (Crétacé inférieur vocontien) ;

- le lien entre les variations relatives des "flux de matière" et les fluctuations du niveau marin relatif (Crétacé inférieur des sites DSDP et du bassin vocontien).

Pour mener à bien ce travail, deux techniques d'étude : l'analyse spectrale et le traitement d'images, ont été utilisées.

L'analyse spectrale des fluctuations de la teneur en CaCO_3 pour l'intervalle Berriasien-Barrémien de la série d'Angles-Vergons (bassin vocontien) a permis de mettre en évidence :

- la présence de cycles carbonatés significatifs dont les périodicités sont situées en majorité dans la bande de fréquence de Milankovitch ; le signal le plus clairement enregistré est le cycle de l'obliquité ;

- une caractérisation du passage des alternances à dominante calcaire aux alternances à dominante marneuse par, une augmentation du taux de sédimentation et un changement dans l'enregistrement du signal astronomique apparent : le signal de la précession est prépondérant dans les formations à dominante calcaire alors que celui de l'obliquité ressort le plus nettement dans les formations à dominante marneuse.

L'analyse d'images, appliquée aux photographies en noir et blanc de sédiments carottés alternants et montrant une bonne différenciation lithologique, comme ceux des sites DSDP 534 et 535, est une méthode rapide permettant d'exprimer les flux linéaires et leurs variations relatives avec une résolution temporelle de 300 000 à 500 000 ans (temps moyen de dépôt d'une carotte DSDP). Cette méthode n'est par contre pas applicable aux sédiments de la série vocontienne à l'affleurement. L'étude comparée des variations relatives des flux linéaires de matière dans les sites océaniques ne permet pas d'isoler un signal eustatique global continu mais est à même de faciliter la lecture de messages variés (eustatisme, climat, tectonique) enregistrés par les dépôts profonds dans les différents sites.

Mots-clés : alternances calcaire-marne, analyse spectrale, cycles carbonatés, paramètres orbitaux, analyse d'images, flux linéaire, signal eustatique, bassin vocontien, Atlantique Central, golfe du Mexique.

ABSTRACT

The Lower Cretaceous marl-limestone alternations of the DSDP Sites 534 (Central Atlantic) and 535 (gulf of Mexico) and of the Vocontian trough (SE France) representing variations in carbonate productivity are chosen as the framework for a study of carbonate content fluctuations. The goal of the present work is to demonstrate :

- the connection between cyclic variations in carbonate content and astronomical parameters (lower Cretaceous of the Vocontian trough) ;

- the connection between relative variations of sedimentary linear fluxes and sea level fluctuations (lower Cretaceous of the DSDP Sites 534, 535 and of the Vocontian trough).

For this, two specific methods have been developed : spectral analysis and image analysis.

Spectral analysis of carbonate content for the Berriasian-Barremian interval in the Vocontian trough, reveal :

- the presence of significant carbonate cycles linked to cyclic variations of the Earth's orbit. The results suggest that the obliquity cycle is the most clearly defined signal ;

- the transition from limestone-dominated alternations to marl-dominated alternations is characterized both by an increase in sedimentation rate and a change from the precession cycle being the dominant forcing factor in the calcareous part to the predominance of the obliquity cycle in the marly part.

Image analysis was made from black and white core photographs. For deep-sea sediments containing high-frequency sedimentary cycles as sequences of DSDP site 534 and site 535, this processing appears as a relatively rapid and easy method, the sole available with this accuracy to determine the relative variations of linear sedimentary fluxes for pre-Quaternary successions. The terrestrial vocontian succession investigated with this processing was not successful. By comparing the data in the DSDP sites, it is possible to detect common (eustasy, climate) and local factors (tectonic) which have controlled the material fluxes.

Keywords : limestone-marl alternations, spectral analysis, carbonate cycles, astronomical parameters, image analysis, linear sedimentary fluxes, sea level fluctuations, Vocontian trough, Central Atlantic, gulf of Mexico.